오로라와 관련되어 발생하는 서브오로라대 (세종기지)고층대기 변화연구

A study on sub-auroral (King Sejong Sation) upper atmospheric changes associated with auroral activity

(최종보고서)

KOPRI
극지연구소

극지연구소

제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “오로라 발생과 극지 고층대기 교란 및 기후 변동성과의 상관관계 규명(본과제명)” 과제의 위탁연구 “오로라와 관련되어 발생하는 서브오로라대(세종기지) 고층대기 변화 연구(위탁과제명)” 과제의 단계보고서로 제출합니다.

2026. 1.

(본과제) 총괄연구책임자 : 지 건 화

위탁연구기관명 : 충남대학교 산학협력단

위탁연구책임자 : 이 영 숙

위탁참여연구원 : 김 용 하

“ : 이 원 석

“ : 정 세 헌

“ : 김 광 수

“ : 황 준 영

“ : 이 상 우

“ : 문 수 인

“ : 이 용 호

“ : 램 싱

KOPRI 극지연구소

보고서초록

<table>
<tr><td>위탁연구과제명</td><td colspan="5">오로라와 관련되어 발생하는 서브오로라대(세종기지) 고층대기 변화 연구</td></tr>
<tr><td>위탁연구책임자</td><td>이영숙</td><td>해당단계
참여연구원수</td><td>8</td><td>해당단계
연구비</td><td>110,000,000 원</td></tr>
<tr><td>연구기관명 및
소속부서명</td><td colspan="2">충남대학교 산학협력단</td><td>참여기업명</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>국제공동연구</td><td colspan="5">상대국명 :　　상대국연구기관명 :</td></tr>
<tr><td colspan="4">요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자이내)</td><td>보고서
면수</td><td>109</td></tr>
<tr><td colspan="6">본과제는 세종기지 고층대기 관측자료 분석을 중심으로 북극오로라지역을 포함한 고층대기 변화 연구를 2020-2025년 동안 수행하여 다음과 같은 연구 결과를 도출하고 국내외 우주과학 관련 학회에 발표하고, 국제저명학술지 (SCI) 에 총 10편을 출판하였음.

- 서브오로라 환에 대한 전천카메라 자료 분석으로 우주폭풍시에 남북 자기공액 점들간의 자기권/열권 변화 활동을 감지하고 발생 기작을 이해함. (주저자 논문 1편)

- 세종기지 유성레이다의 유성흔 고도 분포와 중간권 온도와의 관계를 설명하는 모델을 개발하여, 새로운 중간권 온도 추산 기법을 제공함. (주저자 논문 1편)

- 세종기지 유성레이다 바람 자료 분석하여 2019년 성층권 돌연승온 현상 (SSW)을 발견하고, WACCM 시뮬레이션을 통해 중간권 행성파의 활동과의 연관성을 규명함. (주저자 논문 2편)

- 남북반구 SSW 기간에 중간권 냉각, 행성파 영향, 저위도 온도의 역상관 관계 규명하는 노력에 참여하여 고층대기 기후변화 연구에 국제적으로 기여함. (3편의 공동 연구 논문)

- 세종기지 유성레이다 바람 자료를 남극권의 중량파 활동과 전파, 계절 변화 분석 연구에 활용하여 남극권 및 남아메리카 중층대기 역학 이해에 기여함. (3편의 공동 연구 논문)

- 세종기지 전천카메라 화상 분석 및 파장 추출 알고리즘 개발

- 스웨덴 키루나 PMSE의 지자기교란 영향 연구

- 자기권의 ULF Pc5 파동에 의한 전리권 자기장 변조분석 연구

- SuperDARN 아이슬랜드 기지 근거리에코 (near-range echoes)관측 및 PMSE 식별</td></tr>
<tr><td rowspan="2">색 인 어
(각 5개 이상)</td><td>한글</td><td colspan="4">성층권, 중간권, 열권, 전리권, 자기권, 오로라, 유성레이다, 전천카메라, PMSE</td></tr>
<tr><td>영어</td><td colspan="4">stratosphere, mesosphere, thermosphere, ionosphere, magnetosphere, aurora, meteor radar, all-sky camera, PMSE</td></tr>
</table>

요 약 문

Ⅰ. 제 목

오로라와 관련되어 발생하는 서브오로라대(세종기지) 고층대기 변화 연구

Ⅱ. 연구개발의 목적 및 필요성

본 연구의 목적은 오로라 및 저층 대기 변동이 서브오로라 대에 어떤 영향을 주는지를 분석하는 데 있다. 세종기지는 서브오로라 대에 위치하여 오로라가 직접 관측되지 않지만, 오로라의 영향을 받을 가능성이 있다. 또한 인근의 남극 반도와 안데스 산맥 영향으로 대기 중량파가 많이 발생하는 곳으로 이전 연구에 의해 알려져 있다. 대표적인 오로라 영향으로 Stable Auroral Red (SAR) 아크 현상이 서브오로라 대에서 관측될 수 있다. 또한 저층 대기와의 연관으로 성층권 돌연 승온 (Sudden Stratospheric Warming, SSW) 현상의 영향이 고층 대기에서 관측될 수 있다. 따라서 그동안 축적된 세종기지 고층 대기 관측 자료로부터 오로라의 영향과 남극권 고층 대기의 변화에 대한 연구 분석이 필요하다. 뿐만 아니라, 오로라 지역에서 지자기 스톰과 서브스톰의 지자기 변화에 의한 전리권, 중간권/D-층 대기 영향을 살펴봄으로써 고층대기의 오로라 영향을 심층 연구 분석이 요구된다.

Ⅲ. 연구개발의 내용 및 범위

본 과제에서는 세종기지 고층대기 관측 자료를 분석하는 것이 주 내용이다. 구체적으로 유성레이다 자료, 대기광 전천카메라 화상 자료, GNSS 신틸레이션 모니터링 자료를 분석한다. 또한 오로라 및 저층 대기 변화의 영향을 찾기 위해, 타 기지의 자료와 위성 자료를 활용하며, 전지구 대기 시뮬레이션 모델인 SD-WACCM 모델도 사용한다. 유성레이다 자료와 전천 화상 자료 분석 기법의 개발도 연구 범위에 포함되었다. 이런 자료 분석의 방향으로 세종기지 고층대기에 오로라의 영향과 저층 대기 변동 영향을 추출하는 데 초점을 둔다. 이에 더하여, 오로라지역 (북극)까지 위도 범위를 확장하여 지자기 폭풍 및 오로라 서브스톰에 의한 전리권 및 중간권 영향 연구도 포함하였다. 따라서, 세종기지 고층 대기 자료를 활용하여 남극권 및 전지구 고층대기 변동성을 분석하는 연구에도 기여한다.

Ⅳ. 연구개발결과

본 과제는 세종기지 고층대기 관측자료를 중심으로 분석하여 다음과 같은 연구 결과를 도출하였다.

- 우주 폭풍시에 남북 자기공액 점에서 서브오로라 환 (SAR 아크)을 전천카메라로 발견하여 그 발생 기작을 해석함. (주저자 논문 1편)
- 세종기지 유성레이다의 유성흔 고도 분포와 중간권 온도와의 관계를 설명하는 모델을 개발하여, 새로운 중간권 온도 추산 기법을 제공함. (주저자 논문 1편)
- 세종기지 유성레이다 바람 자료 분석하여 2019년 성층권 돌연승온 현상 (SSW)을 발견하고, WACCM 시뮬레이션을 통해 중간권 행성파의 활동과의 연관성을 규명함. (주저자 논문 2편)
- 남북반구 SSW 기간에 중간권 냉각, 행성파 영향, 저위도 온도의 역상관 관계 규명하는 노력에 참여하여 고층대기 기후변화 연구에 국제적으로 기여함. (3편의 공동 연구 논문)
- 세종기지 유성레이다 바람 자료를 남극권의 중량파 활동과 전파, 계절 변화 분석 연구에 활용하여 남극권 및 남아메리카 중층대기 역학 이해에 기여함. (3편의 공동 연구 논문)
- 세종기지 전천카메라 화상 분석 및 파장 추출 알고리즘 개발함.
- 스웨덴 키루나 PMSE(극지역여름중간권 에코현상)에 대한 지자기교란 영향 연구
- 자기권의 ULF Pc5 파동에 의한 전리권 자기장 변조분석 연구
- SuperDARN 아이슬랜드 기지 근거리에코 (near-range echoes)관측 및 PMSE 식별

KOPRI 극지연구소

Ⅴ. 연구개발결과의 활용계획

본 과제에서 발견한 남극 2019년 SSW 현상은 남반구에서 드물게 발생하는 현상으로서, 향후 남극권 중층/고층 대기 역학을 이해하는데 중요하게 활용될 것이다. 세종기지에서 관측되는 대기 중량파 자료도 남극권 중층 대기 역학을 분석하는데 결정적인 역할을 할 것이다. 또한 남북 자기 공액점 서브오로라 관측은 자기권과 고층대기의 상호 작용을 이해하는데 활용될 것이다. 이를 위해 남극 세종기지 고층대기 관측의 지속적인 운영과 자료의 품질 유지, 자료 처리 및 국제적으로 배포를 계획하고 있다.

S U M M A R Y

(영 문 요 약 문)

I. Title

A study on sub-auroral (King Sejong Station) upper atmospheric changes associated with auroral activity

II. Purpose and Necessity of R&D

This study aims to analyze how aurora and lower atmospheric disturbances affect the upper atmosphere in the sub-auroral region. Although King Sejong Station (KSS) is located in the sub-auroral region that does not allow direct observation of aurora, the upper atmosphere over KSS can be affected by auroral activities. In addition, KSS is located near the Antarctic Peninsula and Andes mountains where strong activity of atmospheric gravity waves is known from previous studies. One of important phenomena that can be observed in the sub-auroral region due to auroral activities is stable auroral red arcs (SAR arcs). In relation to the lower atmosphere, sudden stratospheric warmings (SSW) can affect the upper atmosphere, which can be observed in the Antarctic circle. Thus, it is necessary to investigate these phenomena by analyzing the upper atmospheric data that were accumulated in the KSS. Furthermore, in-depth research and analysis of the influence of aurora on the upper atmosphere is required, examining the impact of geomagnetic storms and substorms on the ionosphere and the mesosphere/D-layer using HF (high-frequency) radar data and Mesosphere-Stratosphere-Troposphere (MST) radar data installed on the northern high-latitudes.

III. Contents and Extent of R&D

The main content of the current project is to analyze the upper atmospheric data of KSS. Specifically, we analyze accumulated and on-going data sets from the meteor radar, airglow all-sky camera, and GNSS scintillation monitor. In order to search for the effects of aurora and the lower atmospheric disturbances, we utilize data from other sites and satellites as well as global atmospheric simulation models such as SD-WACCM. The extent of the project also includes the development of analyzing methods for meteor radar and allsky image data. The analyzing focus is on the extraction of effects from aurora and the lower atmospheric disturbances. In addition, the latitude range was expanded to include the auroral region (Arctic), including studies on geomagnetic storms' and auroral substorms' impacts on the ionosphere and

the mesosphere. Therefore, the project utilizes KSS data and radar data distributed in subauroral and auroral regions to contribute to international researches on upper atmospheric changes in the Antarctic as well as global atmosphere.

IV. R&D Results

The results of the current project is summarized as following:

- Discovery of SAR arcs in the magnetic conjugate points by all-sky camera and interpretaion of its source mechanism (main author of a SCI paper)
- Development of meteor ablation model to explain the relation between meteor altitude distribution and mesopheric temperature, and providing a new estimating method of mesospheric temperatures from meteor radar data (main author of a SCI paper)
- Discovery of 2019 southern SSW, and interpretation of planetary wave roles in SSW by using SD-WACCM simulation (main author of two SCI papers)
- Contribution of international efforts on explaining mesospheric cooling, planetary wave roles, and anti-correlation of temperatures in SSW events (coauthor of three SCI papers)
- Contribution of understanding the middle atmosphere by characterizing gravity waves over the Antarctic and South America (coauthor of three SCI papers)
- Development of algorithms for analyzing and extracting wave features from all-sky images
- Study of the impact of geomagnetic disturbances on the Polar Summer Mesospheric Echoes (PMSE) in Kiruna, Sweden
- Analysis of ionospheric magnetic field modulation caused by ULF Pc5 waves in the magnetosphere
- Observation of near-range echoes and identification of PMSE at the SuperDARN Iceland station

KOPRI 극지연구소

V. Application Plans of R&D Results

The southern 2019 SSW discovered by our project is a rare event, which will play an important role of understanding middle atmospheric dynamics over the Antarctica. The observed gravity wave data from KSS will also contribute significantly to understand the middle atmosphere dynamics. The simultaneously observed SAR arcs over the magnetic conjugate points will contribute to understanding the interaction between the magnetosphere and upper atmosphere. In order to utilize our results of the project we plan to maintain the quality of KSS upper atmospheric data and data analysis techniques, and to disseminate them to the international science community.

목 차

제출문 ····· 1
보고서 초록 ····· 2
요약문 ····· 3
영문 요약서 (Summary) ····· 5
목차 ····· 7
표 차례 ····· 9
그림 차례 ····· 9

제 1 장 서론 ····· 11

제 2 장 국내외 기술개발 현황 ····· 13
제 1 절 안정적 적색 오로라 아크 (SAR 아크)에 관한 연구 현황 ····· 13
제 2 절 성층권 돌연 승온 (SSW)에 관한 연구 현황 ····· 14
제 3 절 유성레이다 자료로부터 중간권 온도 추산 기법에 관한 연구 현황 ····· 17
제 4 절 PMSE의 지자기 교란과 관련성 연구 현황 ····· 19
제 5 절 SuperDARN 레이더를 이용한 ULF 파동연구현황 ····· 19
제 6 절 SuperDARN 레이더를 이용한 PMSE 연구 현황 ····· 21

제 3 장 연구개발 수행 내용과 결과 ····· 22
제 1 절 성과 목표: 서브오로라 대(세종기지) 고층대기 다년도 통계 분석 ····· 22
1. 세종기지 중간권 중량파의 통계적 특성 분석 ····· 22
2. 세종기지 유성레이다 바람 자료로부터 2019년 성층권 돌연 승온 현상을 발견 ····· 23
3. 2019년 남극 SSW 현상을 WACCM 시뮬레이션을 통해 중간권 행성파의 연관성 규명 ····· 24
4. SSW에 관한 공동 연구들 ····· 42
제 2 절 성과 목표: 서브오로라 대의 오로라 영향 추출 고층대기 통계 분석 ····· 42
1. 서브오로라 환에 대한 전천카메라 자료 분석 연구 ····· 42
2. 세종기지 상공 중간권 온도와 유성흔 고도 분포 관계 모델 분석 연구 ····· 53
3. 세종기지 유성레이다 자료를 활용한 공동 연구들 ····· 69

KOPRI 극지연구소

제 3 절 성과 목표: 오로라 폭풍시 서브오로라 지역 고층대기 변화 분석 ····· 70
제 4 절 성과 목표: PMSE에 대한 지자기교란 영향 분석연구 ····· 70
1. 자기지방시에 따른 지자기교란 영향 분석 연구 ····· 70
제 5 절 성과 목표: SuperDARN 관측을 통한 전리권 및 D-layer 변화 분석 ····· 76
1. 자기권의 ULF Pc5 파동에 의한 전리권 자기장 변조분석 연구 ····· 76
2. 아이슬랜드 기지 근거리에코 (near-range echoes)관측 및 PMSE 식별····· 82

제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도 ····· 86
제 1 절 1차 년도 (2020) ····· 86
제 2 절 2차 년도 (2021) ····· 87
제 3 절 3차 년도 (2022) ····· 88
제 4 절 4차(2-1차) 년도 (2023) ····· 88
제 5 절 5차(2-2차) 년도 (2024) ····· 89
제 6 절 6차(2-3차) 년도 (2025) ····· 89

제 5 장 연구개발 결과의 활용 계획 ····· 90

제 6 장 연구개발 과정에서 수집한 해외과학기술 정보 ····· 91

제 7 장 참고 문헌 ····· 92

KOPRI 극지연구소

표 차례

표 3.1.1 세 가지 유성레이더에 대한 운영 매개변수 ····· 24
표 3.2.1 유성 삭마 시뮬레이션의 변수값 ····· 58

그림 차례

그림 1.1.1 미국 NOAA 의 남반구 오로라 환 통계 분포도 ····· 12
그림 1.1.2 (a) 북반구 및 (b) 남반구에 배치된 SuperDARN 레이더들의 시야각. 빨간색:중위도, 파랑색: 고위도, 연두색: 극지역. ····· 22

그림 3.1.1 OH 대기광 예시와 위상속도 PSD ····· 23
그림 3.1.2 2019 남반구 돌연승온 (SSW) 현상 ····· 24
그림 3.1.3 Zonal wind 역전현상 ····· 28
그림 3.1.4 MERRA-2를 이용한 2019년 남반구 SSW에 전반적인 특징 ····· 25
그림 3.1.5 동서 평균 Aura/MLS의 온도와 기후 평균값과 차이와 기후 평균값에 대한 표준 편차 ····· 29
그림 3.1.6 SSW가 있던 해와 없었던 해의 기후 평균 Aura/MLS 온도 ····· 30
그림 3.1.7 세 기지에서 관측한 동서 방향의 바람과 남북 방향의 바람 ····· 31
그림 3.1.8 각 유성레이더 위치에서의 중성대기 온도 일변화 ····· 31
그림 3.1.9 동서 바람에 대한 wavelet 세기 ····· 33
그림 3.1.10 고도별 각 유성레이더 위치에서의 MLS 일평균 지위고도의 wavelet 세기 ····· 34
그림 3.1.11 SD-WACCM 동서 바람의 Hovomoller diagram과 그에 대한 동서 파수-주기에 대한 spectra ····· 36
그림 3.1.12 서쪽으로 전파하는 Q6DW의 위도-고도영역과 시간-위도영역에서의 세기 ····· 37
그림 3.1.13 DOY 220에서 Q6DW에 대한 Eliassen-Palm (EP) flux의 값 ····· 39
그림 3.1.14 DOY 250에서 Q6DW에 대한 Eliassen-Palm (EP) flux의 값 ····· 40

그림 3.2.1 성 패트릭의 날 폭풍 동안 OMNI 웹 서비스의 지자기 활동 지표 ····· 45

KOPRI 극지연구소

그림 3.2.2 세종과학기지(KSS)와 밀스톤 힐(MHS)에서 관측된 원자
산소 630.0nm 방출 원본 이미지와 SAR 아크가 투영된 이미지 ····· 47
그림 3.2.3 DMSP 위성 F19에 의해 기록된 SAR 아크 기간 동안
에너지 입자 강하 ····· 49

그림 3.2.4 UNAVCO 수신기의 수직 총 전자량(VTEC) 및 총 전자량 지수(ROTI)의
변화율과 세종기지(KSS)에서 관측한 원자 산소 630.0nm 방출 상대적 밝기 · 50
그림 3.2.5 2017년 일일 유성 높이 분포와 반치폭(FWHM)의 계절적 변화 ····· 54
그림 3.2.6 다양한 초기 조건 세트에 대한 시뮬레이션 결과 ····· 60
그림 3.2.7 관측된 유성 높이 대 시뮬레이션된 유성 높이의 산점도와
관측된 유성 높이 분포 ····· 61
그림 3.2.8 관측된 고도(회색) 및 진입고도에서의 질량 분포 ····· 62
그림 3.2.9 2017년 DOY 123 와 DOY 7의 일일 NRLMSISE-00 온도 프로파일 ····· 63
그림 3.2.10 DOY 100 및 DOY 200에 대한 초기 속도 분포와 질량 분포 ····· 64
그림 3.2.11 2017년 90km 지점의 MLS 및 NRLMISE-00에서 온도 ····· 65
그림 3.2.12 세종기지 유성레이더가 관측한 유성 고도 분포의 FWHM와
고도90km에서 MLS 온도와 관계 ····· 66
그림 3.2.13 2017년 세종기지 유성레이더로부터 도출된 초기속도 분포의 변화 ····· 67
그림 3.2.14 세종기지 유성 레이더에서 도출된 초기 질량 분포의 연간 변동과
가우시안 초기 질량 분포의 피크, 초기 질량 분포의 FWHM ····· 68

그림 4.1.1 K-index 및 PMSE의 MLT에 따른 변화 ····· 72
그림 4.1.2 자정 이후(새벽 영역) PMSE 고도 프로파일 ····· 74

그림 5.1.1 GOES-16(파란색) 및 GOES-17(검은색) 정지궤도 위성의 자기장 및 전자 플럭
스 관측 자료와 GOES-16의 Pc5 맥동 분석 결과 ····· 77
그림 5.1.2. SuperDARN SAS 사이트에서 특정빔에나타나는 LOS 속도와 에코파워 위도분
포 및 수반하는 파동의 분석 ····· 79
그림 5.1.3 미국 경도 영역의 지상 자기계에 대한 Pc5 분석 ····· 80

그림 5.2.1 slant-range 180-740km 범위 자정시간으로부터 이른 새벽시간까지 에코 생성
및 시간추이분석 ····· 83
그림 5.2.2 근거리 에코의 정적 및 동적 PMSE 관측 ····· 85

제 1 장 서 론

극지연구소 산하 남극 세종기지는 남극권이기는 하지만, 위도가 62.2°S 로 고위도 성향을 가진다. 대표적으로 세종기지는 우주과학 분야에서 중요한 현상인 오로라 환 밖에 위치하여 그림과 같이 서브오로라 지역으로 분류된다. 그러나 서브오로라 지역의 고층대기는 오로라의 영향이 전파되는 것으로 알려져 있어, 서브오로라 지역의 현상을 관측 분석함으로서 극지역에 유입되는 태양풍-자기권-대기권 연계 에너지가 대기 전반에 전파되어 가는 과정을 연구하기에 세종기지는 적합하다. 구체적으로 극관에서 발생하는 극관 전기장에 의한 Joule 에너지 및 모멘텀과 오로라 지역에서 발생하는 고에너지 전하 강수의 에너지가 어떻게 열권/중간권에서의 축적되고 전파해가는지 잘 알려지지 않았다 (예: Kelley, 2009; Hargreaves 1992).

극지연구소의 고유 사업 과제인 “오로라 발생과 극지 고층대기 교란 및 기후 변동성과의 상관관계 규명“ 의 일환으로 본 위탁과제에서는 ”오로라와 관련되어 발생하는 서브오로라대 (세종기지) 고층 대기 변화 연구“를 수행하였다. 본 연구에서는 특히 서브오로라 지역인 세종기지의 각종 고층대기 관측 자료를 분석하여 중간권/열권하부 및 전리권 영역에서 오로라 영향과 기후 변동성을 추출하였다. 또한 세종기지 고층대기 관측 기기 (유성레이다, 대기광 전천 카메라, 패브리-페로 간섭기, GNSS 신틸레이션모니터)에서 획득되는 자료의 quality monitoring 모니터링을 지속적으로 수행하였다.

KOPRI 극지연구소

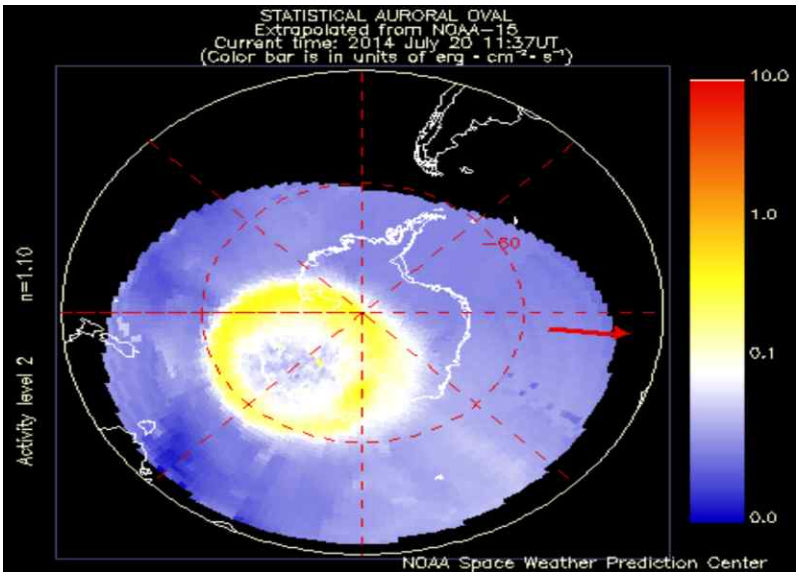


그림 1.1.1 미국 NOAA 의 남반구 오로라 환 통계 분포도. 세종기지는 오로라 환의 바깥에 위치한 서브오로라 지역임.

본 과제의 최종 목표는 “서브오로라 지역과 오로라지역의 고층대기 다년도 관측 자료 비교를 통한 오로라 및 저층대기 영향 분석” 로 설정되어 있다. 이를 위해 세부 목표로서

1) 서브오로라 대 (세종기지) 고층대기 다년도 통계 분석

2) 서브오로라 대의 오로라 영향 추출 통계분석

3) 오로라 폭풍시 서브오로라 지역의 고층 대기 변화 분석

으로 나누어 연구가 수행되었다. 각 세부 목표를 연차 별로 수행하기보다는 세종기지의 고층 대기 관측 자료 분석 과정에서 발견되는 현상을 집중적으로 연구하였다. 이 과정에서 Stable Auroral Red Arc 현상과 Sudden Stratospheric Warming 현상을 발견하여 타 지역 및 위성 관측 자료를 함께 활용하여 연구를 수행하였다. 또한 본 연구 수행과정에서 세종기지 고층 대기 관측 자료의 분석 방법 (전천카메라 화상 분석, 유성흔 시뮬레이션 모델 분석, 중량파 추출기법)을 새로 개발하는 성과를 내었다.

본 과제의 연구 결과로서 총 10 편의 SCI 논문을 출판하여 극지연구소의 대외적 위상을 제고 하였으며, 이중에 주저자로 4편을 국제 저명학술지에 발표하여 국내 고층대기 연구의 수준을 높혔다. 이 논문 발표 성과는 당초 계획 주저자 3편과 공동저자 3편을 초과 달성하였음은 물론, 세종기지의 관측 자료 (특히 유성레이다 자료)의 국제적 신인도와 활용도를 높이는 성과를 달성하였다.

제 2 장 국내외 기술 개발 현황

서브오로라 지역의 고층대기에서 발생하는 대표적인 현상인 안정적 적색 오로라 아크 (Stable Aurora Red Arc, 이하 'SAR 아크'로 지칭) 현상과 성층권 돌연승온 (Sudden Stratospheric Warming, 이하 'SSW'로 지칭) 현상에 대한 국내외 연구는 상당 수준에 이른다. 본 연구에서 세종기지에서 관측한 자료 분석과정에서 종래의 연구 결과를 적용하고 새로운 양상을 추출하였다. 또한 본 연구에서 유성레이다 자료로부터 중간권 온도를 추산하는 새로운 기법에 대한 모델링 분석을 수행하였따. 여기서는 먼저 SAR 아크, SSW, 유성레이다 중간권온도 추산 기법에 대한 국내외 연구 현황들을 정리한다.

제 1 절 안정적 적색 오로라 아크 (SAR 아크)에 관한 연구 현황

안정적인 적색 오로라 (SAR) 아크는 수십 년 동안 연구되었다(Alexeyev et al., 2009; Baumgardner et al., 2007; Craven et al., 1982; Hoch, 1973; Kozyra et al., 1997; Rees & Roble, 1975). 이는 드물게 관측되는 광학 현상으로서, 오로라 전리권에서 볼 수 있다. 이들은 순전히 붉은 빛을 발산하고 거의 정지해 있으며 밤새도록 지속될 수 있다. SAR 아크의 일반적인 메커니즘은 잘 확립되어 있다(Rees & Roble, 1975의 참고 문헌 참조). 지자기 폭풍이 발생하면 플라즈마권계면 근처에서 링 전류가 강화되고, 링 전류의 활동적 양성자는 이온 사이클로트론 파 난류를 유도하여 소산된다. 플라즈마스권 전자와의 Landau 공명 상호작용에 의해 이 에너지의 약 절반은 소실된다 (Conrwall et al., 1971). 그 에너지는 전리권을 연결하는 지자기장선을 따라 열전도를 통해 F 층 높이(~400km)의 전리권 전자를 3,000 - 4,000K 온도로 가열하고, 이 전자들은 열권 산소 원자와 충돌한다. 고온 전자에 의해 여기된 O(1D) 원자는 630.0nm 파장 빛을 방사한다. 그러나 4.12 eV 이상의 운동 에너지를 가지는 전자의 수는 극히 작아서, O(1S)에서 557.7 nm의 방출은 무시할 수 있다. 따라서 SAR 아크는 스펙트럼적으로 순수한 적색 선 방출이다. SAR 아크의 장수명 방출의 추가 에너지원으로 이온 사이클로트론과 운동 Alfven 파동 같은 플라즈마 파의 감쇠도 제안되었다.

(Kozyra et al., 1997). 이러한 프로세스는 주로 2 < L < 4의 저위도 오로라 범위에서 발생한다. 여기서 L 값은 지구 중심에서 L 지구 반지름에 있는 적도면을 가로지르는 일련의 지자기장 선을 나타낸다 (McIlwain, 1961). 그러나 SAR 아크의 위치는 지자기 폭풍 시간(Dst)으로 특징지어지는 지자기 교란의 크기에 크게 영향을 받는다 (Kozyra et al., 1997). Kozyra et al. (1982)은 SAR 아크가 주로 전자 밀도가 갑자기 감소하는 전리층 골

의 적도 쪽 가장자리 근처에서 발생한다고 제안했다. 이 감소된 전자 밀도 영역은 전자 온도가 자기권으로부터 주어진 열 플럭스에 대해 증가하도록 허용한다.

SAR 아크 발생률은 태양 활동과도 관련이 있다. Slater와 Smith(1981)는 SAR 아크의 발생률은 흑점 수와 밀접한 관련이 있음을 보였다. 최근 Mendillo, Baumgardner 및 Wroten (2016)은 다양한 SAR 아크 현상의 여러 범주를 설정했다. 그들은 매우 오래 지속되는 SAR 아크뿐만 아니라 다중 패턴, 구역/수평 비균질성 및 SAR 아크의 지자기 기울기도 보였다. Mendillo et al. (2016)은 또한 녹색 선 방출 패치를 포함하는 희귀한 종류의 SAR 아크를 묘사했다. 이런 SAR 아크는 저에너지 입자의 에너지 전달에 의해 유도된다. 지속적인 연구는 SAR 아크에 대한 추가 에너지원 메커니즘, SAR 아크에 대한 링 전류 전개의 영향 및 중립의 역할과 구성 및 밀도를 다루고 있다.

SAR 아크는 심각한 전리층 구배와 관련된 많은 전리층 현상 중 하나이기 때문에 전리층의 무선 신호에 영향을 미치는 전리층 불규칙성에 대한 가능한 사이트로 간주된다 (Kelly, 2009 참조). 이는 고정밀 위치 정보에 사용되는 위치 확인 시스템(GPS)에 영향을 주기 때문에, 실용적인 이유로 전리층에 대한 SAR 아크 효과를 연구가 필요하다.

태양 주기 24에서 가장 강력한 지자기 폭풍 중 하나는 성 패트릭의 날로 알려진 2015년 3월에 발생했다. 여러 연구(Cherniak & Zakharenkova, 2016; Liu et al., 2016; Ramsingh et al., 2015)는 저위도에서 고위도 지역까지 지구의 전리층 시스템에 미치는 영향을 조사했다. 이 지자기 폭풍은 중위도 지역에 영향을 미칠 만큼 심했지만, 이 큰 폭풍으로 인해 발생한 SAR 아크에 대한 현재까지의 연구는 없었다. 본 연구는 SAR 아크를 남북 자기 공액점에 위치한 두 개의 지상 기지에서, 남극 세종과학기지(KSS)와 북반구의 Millstone Hill Station, ASI(all-sky imager)로 동시에 포착되었음을 분석하여 보고한다. 이 SAR 아크와 관련된 전리층을 설명하는 데에 남극 대륙의 GPS 수신기와 우주 기반 데이터로 DMSP(Nichols, 1976) 및 Swarm 위성(Friis-Christensen et al., 2008) 자료가 사용되었다.

제 2 절 성층권 돌연 승온 (SSW)에 관한 연구 현황

기후학적으로 겨울철 성층권에서의 동서 평균 동서 바람은 보통 동쪽으로 불고, 겨울 반구에서 동서 평균 온도는 극지역으로 갈수록 하강한다 (Andrews et al., 1987). 하지만, 성층권 돌연 승온 (Sudden Stratospheric Warming, SSW)이 일어나면, 일주일안에 극지역 성층권의 온도가 40-60 K 정도 급격하게 상승하며, 이에 따라 남북방향은 온도 경사가 역전되고 성층권에서 polar jet 가 역전된다 (e.g. Andrews et al., 1987; Eswaraiah et al., 2017, 2020; Krüger et al., 2005; Newman & Nash, 2005; Pancheva et al., 2008). SSW는

관례적으로 겨울 반구에서 대류권부터 성층권으로 전파되는 강한 행성파 (Planetary waves, PWs)와 평균 바람의 상호작용으로 인해 형성이 된다고 알려져 있다 (Matsuno, 1971), 한 가지 주의할 점은 SSW의 발생 과정에서 행성파보다 중량파 (Gravity Wave)의 중요성을 강조한 논문들도 있다는 점이다 (Song et al. 2020). 세계 기상 기구 (World Meteorological Organization, WMO)에 따르면, SSW는 극지역 성층권에서 동서 평균 온도의 남북 기울기가 역전이 되고 동서 평균 동서 바람이 역전이 될 때 major SSW라 분류한다. 온도의 남북방향 기울기가 역전되지만 동서 평균 동서 바람의 역전이 일어나지 않을 경우 minor SSW라 부른다. 비록 SSW는 동서 평균 물리량에 의해 정의되지만, SSW의 역학적 과정은 경도 간 비대칭성을 보인다 (Andrews et al., 1987; Hoffmann et al., 2007; Matthias et al., 2013).

SSW는 기본적으로 겨울철 성층권에서의 현상이지만, 이는 극지역 고층대기 뿐 아니라 적도지역 고층대기에도 영향을 줄 수 있다 (Pedatella et al., 2018). SSW가 적도지역 중간권 및 열권 하부 (Mesosphere and Lower Thermosphere, MLT)에 미치는 영향에 대한 첫 연구는 위성의 적외선 분광기를 이용한 Fritz and Soules (1970)에 의해 이뤄졌다. 최근에는, 북반구 SSW와 관련하여 적도지역 MLT에서 대기의 역학적 변화와 행성파 세기의 변화에 대한 연구가 많이 이뤄졌다 (e.g. Chandran & Collins, 2014; Gan et al., 2020; Koushik et al., 2018; Sathishkumar & Sridharan, 2009; Shepherd et al., 2007; Vineeth et al., 2009).

북반구에 비해 남반구의 SSW는 매우 희귀하다. 이는 일반적으로 북반구에서의 stationary PW의 세기가 남반구보다 더 크기 때문이라고 생각되어진다. 남반구에서는 한 번의 major SSW (2002년)와 두 번의 minor SSW (2010년, 2019년)가 지금까지 보고되었다 (Dowdy et al., 2004; Eswaraiah et al., 2016; 2020; Yamazake et al., 2020). Newman and Nash (2005)는 재분석 모델을 이용해서 2002년 남반구 major SSW는 남반구 중위도 대류권에서의 강한 PW가 남반구 극지역 성층권까지 전파되어 2002년 major SSW를 발생시켰다는 사실을 보고했다. 지상 장비와 위성 장비를 이용하여 2002년 major SSW 동안 남극 중간권에서 온도가 하강하였다는 것을 보고한 연구들이 있다 (Azeem et al., 2005; Hernandez, 2003; Siskind et al., 2005). Dowdy et al. (2004)는 2002년 남반구 SSW 동안 성층권에서 동서 바람의 역전보다 약 일주일 먼저 중간권에서의 동서 바람이 역전되었다는 것을 보여줬다. Mbatha et al. (2010) 역시 2002년 남반구 SSW 기간 동안 MLT에서의 동서 바람 역전이 10 hPa에서보다 먼저 일어났다는 것을 HF 레이더와 재분석 자료를 통해 보여줬다. 2002년 major SSW와 2010년 minor SSW가 남반구 SSW와 마찬가지로 중간권의 동역학과 온도를 바꾼다는 보고가 있었다. Eswaraiah et al. (2016, 2017)은 유성레이더와 모델을 이용하여 상대적으로 약한 2010 남반구 minor SSW도 남극 중간권의 온도

KOPRI 극지연구소

를 하강 시킬 수 있다는 것을 발견했었다. 이와 더불어, 행성파나 조석파의 세기가 남반구 SSW 동안 남반구 중간권 지역에서 강해졌다는 것을 MF radar (Dowdy et al., 2004, 2007), airglow measurements (Azeem et al., 2005, 2010), 위성으로부터의 온도 관측 (palo et al,. 2005), 수치모델 (Chang et al., 2009), 그리고 유성레이더 (Eswaraiah et al., 2016, 2018) 로 확인한 연구들이 있다.

남반구 SSW가 적도지역 MLT에 미치는 영향에 대해서는 남반구 SSW의 희귀성으로 인해 연구하기에 힘들었다. Guharay et al. (2014)는 2002년 남반구 SSW에 대한 열대지역에서의 영향을 Cachoeira Paulista (22.7°S, 45.0°W)에서의 관측 자료를 이용하여 조사하였다. 그들은 극지역 성층권의 온도 상승에 따라 열대지역 성층권의 온도가 하강하였다는 것을 확인했다. 또한, 성층권에서 동서 파수가 1과 2인 행성파가 적도쪽으로 전파되는 것을 확인했지만 이 SSW 기간 동안 중간권에서는 행성파의 활동은 관측하지 못하였다. 조석파에 대해서 2002년 남반구 SSW 이전 중간대기에서 일일조석파와 반일조석파가 영향을 받았다는 사실을 재분석 자료와 Cachoeira Paulista (22.7°S, 45.0°W)의 유성레이더를 통해 확인했다. (Guharay & Batista, 2019). Bhagavathiammal et al. (2016)는 북반구 2009년 major SSW와 2002년 남반구 major SSW를 저위도 지역에서 동역학적 관점에서 중간권 바람 자료를 이용하여 비교하였다. 그들은 비록 2009년 SSW가 2002년 SSW 보다 더 낮은 위도까지 전파되었지만 두 SSW 모두 고위도부터 저위도까지 행성파의 강한 에너지가 전파되었다는 점을 확인하였다.

2019년 9월초 남반구에서 이례적으로 SSW가 발생하였다 (Eswaraiah et al., 2020; Goncharenko et al., 2020; Miyoshi & Yamazaki, 2020; Yamazaki et al., 2020). 2019년 남반구 SSW동안, 극지역 성층권 (90°S 10 hPa)의 온도는 9월 5일부터 11일까지 일주일 동안 약 50 K 정도 상승하였는데, 이는 Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) 자료 동안 가장 큰 상승률이다. Eswaraiah et al. (2020)은 극지역의 중간권 동서 바람이 2019년 SSW의 중심 날짜보다 약 20일 전에 역전 되었고 이 SSW 전후로 행성파를 관측하였다. Yamazaki et al. (2020)은 준 6일 주기 (Quasi 6-day wave, Q6DW)를 열대지역 MLT에서 Aura 위성의 MLS 장비로부터 얻은 지위 고도로부터 확인을 하였다. 또한, European Space Agency's (ESA) Swarm 위성으로부터 얻은 자료에서 Q6DW가 적도지역 전리권에서도 나타났다는 점을 보여줬다. Yamazaki et al. (2020)은 Q6DW의 발생 장소와 전파에 대한 자세한 분석 없이 2019 남반구 SSW의 적도지역 전리권에 대한 영향에 대해 집중하여 연구를 하였다. SSW로 인한 2019년 9월 초 남반구 극지역 성층권의 특이한 상태를 고려하면, 이 SSW 역시 고위도 및 저위도의 고층대기에 영향을 줬을 수 있다.

제 3 절 유성레이다 자료로부터 중간권 온도 추산 기법에 관한 연구 현황

하루에 수백 톤의 우주 먼지와 유성체가 지구 대기로 들어온다(Murad & Williams, 2002). 운석이 대기권에 진입하면, 유성과 중성 대기분자가 충돌하면서 진입 속도가 빠르면 들어오는 표면 온도가 유성체 표면이 용융점에 도달하고 표면이 마모된다. 마모 과정에서 표면 온도는 ~1850K로 증가하여 유성흔이라고 하는 원통형 플라즈마 흔적을 생성한다(Baggaley, 2002). 저전력 VHF 유성 레이더(MR)는 중간권 및 열권 하부(MLT)의 유성흔을 감지할 수 있으며, 거의 모든 기상 조건에서 밤낮에 걸쳐 MR은 붕괴 시간, 도플러 속도, 유성 속도, 유성의 높이를 측정할 수 있다 (Elford, 2004; Holdsworth et al., 2004). 이러한 측정된 유성의 매개 변수를 사용하여 MR은 중성풍의 수직 프로파일 (예: W. Lee et al., 2021)뿐만 아니라 일일 중간권을 제공할 수 있다 (예: Hocking, 1999; C. Lee et al., 2016). 고출력 대형 안테나 (HLPA) 레이더는 산란 방향에서 유성의 헤드 에코를 감지할 수 있어, MR보다 유성 플라스마프로세스에 관한 다양한 정보를 더 많이 제공한다. 본 연구는 저전력 MR의 데이터만 다룬다. HPLA 레이더의 데이터는 확산, 난류, 비수직 유성흔(nonspecular trails)에서 발생할 수 있는 산란 등을 측정할 수 있다 (Close et al., 2008; L. Dyrud et al., 2008; L. P. Dyrud et al., 2005; Yee & Close, 2013; Zhou et al., 2004).

전통적으로 MR에서 파생된 확산 계수 프로파일은 중간권 온도를 추정하는 데 사용된다. 이 온도 추정에서는 배경 대기의 압력 모델 또는 온도 구배 모델을 채택해야 한다. 압력 모델 방법은 유성흔에서 측정된 쌍극 확산 계수가 대기 온도 및 기압과 관련된다는 사실에 기반한다(Cervera & Reid, 2000; Chilson et al., 1996; Hocking et al., 1997). 따라서 압력 모델 방법은 원칙적으로 압력 모델 또는 국지 기후 모델을 활용하여 확산 계수 프로필로부터 온도 프로필 추산한다. 그러나 대부분의 연구는 기압모형 방법을 정확도를 보장하기 위해 유성 최대 고도에, 즉 최대 유성 카운트가 감지되는 피크 높이(MPH), 국한시켜 왔다 (M. E. Dyrland

et al., 2010; Hall et al., 2012; Holdsworth et al., 2006; Lima et al., 2018; Meek et al., 2013). Hocking(1999)이 제안한 기울기 방법은 MPH에서의 높이 및 온도 구배를 사용하여 측정된 로그 확산 계수의 분산도의 기울기를 활용한다. 온도 구배를 이용한 수많은 연구들은 추정된 온도가 다른 지상 기반 측정과 위성 측정 및 경험적 모델과 합리적으로 비교할 수 있다고 보고했다 (Holdsworth et al., 2006; Kam et al., 2019; Kim et al., 2012;

Lima et al., 2018; Meek et al., 2013; Singer et al., 2004; Stober et al., 2008; Vineeth et al., 2005; Yi et al., 2016). 그러나 두 방법 모두 몇 가지 단점이 있다. 우선, 이러한 방

법은 정확한 모델의 MPH에서 압력 또는 온도 기울기이므로 결과는 모델에 따라 다르다. 둘째, 온도 구배 방법은 양극성이 발생하는 영역에서 확산 계수 프로파일의 기울기가 필요하며, 쌍극 확산이 지배적이어야 한다. 그러나 우세한 쌍극 확산의 고도 범위는 계절과 위도에 따라 달라지므로 온도 추정의 불확실성을 초래한다 (Kim et al., 2010; C. S. Lee et al., 2013; Premkumar et al., 2019).

이러한 단점을 극복하기 위해 C. Lee et al. (2016)은 추가 정보 없이 유성 높이 분포를 기반으로 중간권 온도를 추정하는 새로운 방법을 제안했다. 그들은 전체 유성 높이 분포의 반치폭(FWHM)은 Aura 위성에 탑재된 MLS(Microwave Limb Sounder)에서 측정한 두 개의 일정한 압력 수준에 해당한다고 보고했다. 이는 FWHM이 두 압력 수준 사이의 층의 평균 온도에 비례함을 의미한다. C. Lee et al. (2016)은 FWHM 방법 온도의 MLS 온도와의 평균 차이가 온도 구배 방법의 온도 보다 작다고 보고했다. 즉 확산 계수 프로파일로부터 구한 온도가 MLS 온도로부터 일일 변동성도 더 작다. C. Lee et al. (2018)은 유성 높이 분포의 FWHM과 SABER의 온도는 2012-2016년 동안 거의 변하지 않았다고 보고했다. Kam et al. (2019) 유성에코 선택에 엄격한 기준을 적용하여 온도 구배 방법을 사용하였으나, FWHM 방법은 여전히 온도 구배 방법보다 MLS 온도와 더 잘 일치함을 보여준다. 이러한 연구를 바탕으로 FWHM 방법이 MR의 중간권 온도를 더 잘 추산할 수 있음을 암시한다.

그러나 FWHM 방법은 유성 높이 분포가 유성체 특성(질량 또는 속도)보다는 대기 조건에 지배적으로 의존한다고 가정한다. Kaiser(1954)에 따르면, 대기압 구배와 유성 질량 분포 모두 유성 높이 분포의 너비에 영향을 줄 수 있다. Eshleman(1957)은 유성흔의 길이가 유성체의 속도, 질량, 진입각 및 대기 스케일 높이에 의해 영향을 받는다고 지적했다. 또한 Lindblad(1976)와 Ellyett와 Ken newell(1980)은 중성 대기의 밀도 기울기 변화가 유성 탐지를 제어한다고 제안했다. 보다 최근에 Younger(2011)는 유성 폭 사이의 대략적인 선형 관계를 발견했다. 수치 시뮬레이션의 높이 분포 및 밀도 스케일 높이, 유성체의 특성이 계절에 따라 크게 다르다면, FWHM 방법의 전제가 약해질 것이다. 따라서, 대기 조건이 유성 높이 분포를 지배적으로 변경할 수 있는지 여부와 MR에 의해 관찰된 유성체 질량 분포가 1년 동안 변하지 않는지 여부도 확인해야 한다.

본 연구에서는 FWHM 방법의 가정을 검증하기 위해 유성 삭마 시뮬레이션을 수행하였다. 세종기지(KSS; 62.2°S, 58.8°W) MR과 NRLMSISE-00 모델(Picone et al., 2002) 자료를 사용한다. 본 연구는 2017년 한 해 동안 시뮬레이션을 통해 중간권과 관측된 유성 높이 분포의 온도 및 FWHM. 절제 과정을 역추적함으로써, 1년 동안 MR에 의해 관측된 매개변수로부터 들어오는 유성체의 질량 분포를 계산했다.

제 4 절 PMSE의 지자기 교란과 관련성 연구 현황

PMSE가 발견된 이후 약 20년 동안 과학자들은 주로 중성 온도, 조석파, 중력파를 포함한 대기 요인을 기반으로 PMSE의 형성을 해석하려고 시도해 왔다(Ecklund & Balsley 1981; Cho & Röttger 1997; Rapp & Lübken 2004).여러 논문에서 PMSE의 시(LT) 변화를 조사했다(Hoffmann et al., 1999; Bremer et al., 2001; Liu et al., 2013). Hoffmann et al. (1999)은 신호 대 잡음비(SNR)로 측정한 PMSE 에코 강도의 시(LT) 의존성을 확인했다. 그들은 13~14시(LT)에 뚜렷한 최대값과 약 19~21시(LT)에 최소값을 관찰했으며, 이는 여름 시즌 내내 안정적으로 유지되었음을 확인하였다.

또한, 두 번째 최대치는 자정 무렵/새벽 시간(현지 시간 23시~02시)에 발생했으나 불안정했다(Hoffmann et al. 1999). 따라서 PMSE의 발생은 자정 무렵에 특정 조건에 따라 달라지며, 태양 조석에서 관찰되는 것처럼 태양 조도에 의해 조절되지 않는 것으로 확인된다. Bremer et al. (2001)은 1999년의 동일한 데이터 세트를 재분석하여 현지 시간 21시~05분 사이의 SNR이 높은 ΣK 값에서 낮은 ΣK 값에 비해 9~11dB 크게 향상됨을 보여주었다. Liu et al. (2013)은 남극의 SuperDARN Zongshan 관측소에서 관측한 결과를 바탕으로 PMSE의 반일주기 변동을 보고했는데, 주 최대값은 현지 자정에, 두 번째 최대값은 정오 무렵에 관측되었다.

본 연구에서는 ESRAD PMSE 데이터를 재분석하였다. 자기 지역시(MLT)를 기준으로 K-지수 수준을 고려하였다. 또한, 지구 자기 활동에 따른 고도 프로파일의 변화를 관찰하기 위해 구역 속도 프로파일을 조사하였다. 높은 시간 해상도(2분)를 사용하였다.

제 5 절 SuperDARN 레이더를 이용한 ULF 파동연구현황

슈퍼 이중 오로라 레이더 네트워크(SuperDARN)는 양반구의 고위도 및 중위도 지역에 위치한 고주파(HF) 레이더 네트워크로, 전 지구적 규모에서 전리층과 상층 대기의 역학을 연구하는 데 사용된다. 2018년 1월 1일 기준으로, 총 36개의 SuperDARN 레이더가 있으며, 북반구에 23개, 남반구에 13개가 있다(그림 1.1.2 참조).
SuperDARN 레이더는 전리층 불규칙성, 지표면/해수면, 유성 이온화 흔적, 그리고 때때로 극지방 중간권 여름 에코(PMSE)라고도 불리는 중간권의 얼음 결정 등 다양한 출처에서 발생하는 산란을 관측할 수 있다.
Norouzi-Sedeh 등(2015)은 통계 분석에서 TIG와 UNW가 2007~2009년에 수집한 300일

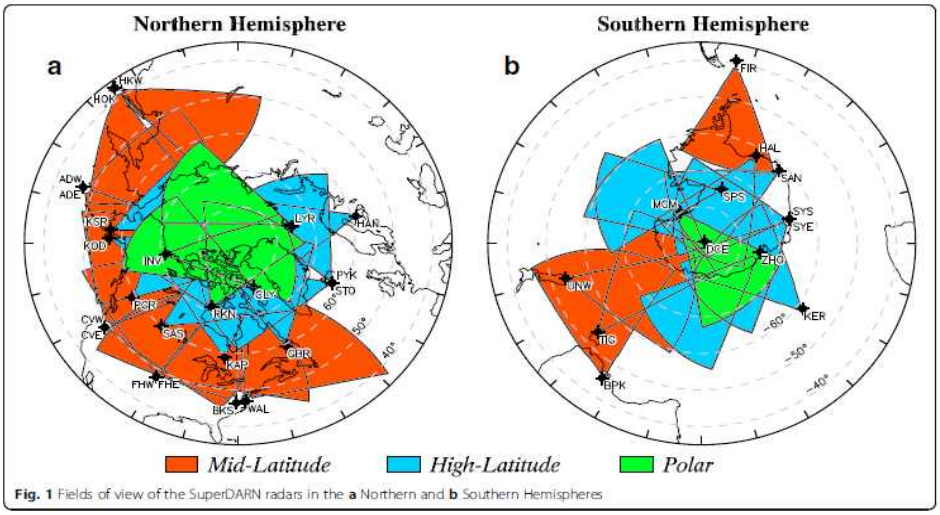


Fig. 1 Fields of view of the SuperDARN radars in the **a** Northern and **b** Southern Hemispheres

그림 1.1.2 (a) 북반구 및 (b) 남반구에 배치된 SuperDARN 레이더들의 시야각. 빨간색:중위도, 파랑색: 고위도, 연두색: 극지역.

이상의 고해상도 데이터에 수동 이벤트 선택 방법을 적용했다.
도플러 속도 진동에서 나타나는 ULF 파동 신호는 상대적으로 넓은 주파수 범위(약 0.5~50mHz)에 걸쳐 이벤트 시계열과 푸리에 스펙트럼을 맥쿼리 섬의 지표 자기계 데이터에서 얻은 것과 비교하여 식별했다.
이 절차를 통해 194개의 이벤트가 식별되었으며, 대부분은 현지 시간 15시에서 21시 사이에 감지되었는데, 이는 레이더 에코 발생(GS 또는 IS)과 일치하며 일반적인 지속 시간은 약 1~1.5시간이 된다. LT 발생의 이러한 최고점은 the Active Magnetospheric Particle Tracer Explorers Charge Composition Explorer (AMPTE CCE) 우주선이 관측한 방사형 편광파에 대한 조사와 일치한다(Anderson et al. 1990).

Pc5파동(1.6~6.7mHz)은 오로라 전자 가속, 입자 산란, 방사선대 전자의 에너지화 및 이동(예: Samson et al., 1991, 1992; Elkington et al., 1999)을 비롯한 다양한 자기권 특성뿐만 아니라, 기술 기반 시설에 손상을 줄 수 있는 지자기 유도 전류와 같은 지상 현상(예: Boteler et al., 1998; Belakhovsky et al., 2019)을 진단하는 데 사용될 수 있다. 여러 외부 및 내부 요인이 자기권과 전리층에서 초저주파(ULF) 교란을 발생시킬 수 있다. 자기권 내 초저주파(ULF) 파동의 외부 발생원으로는 표면파를 통한 켈빈-헬름홀츠 불안정성(KHI), 태양풍의 직접적인 압력 변화, 그리고 태양풍의 불연속 현상 등이 있다(예: Chen and Hasegawa, 1974; Samson et al., 1991; Wright and Rickard, 1995). 지상에서 측정된 ULF 파동은 태양풍을 통해 자기권으로 유입되는 파동과 항상 동일하지는 않는다. 자기권 외부에서 생성된 파동은 자기권계면을 통과해야 하므로, 파동 에너지는 자기권 내 과정인 자기장 선 공명(FLR) 및 공동 모드 공명 등에 의해 변환되고 증폭될 수밖에 없다(예: Southwood and Kivelson, 1990; Samson et al., 1991; Rae et al., 2005).

본 연구의 주요 목적은 지상 및 우주 기반 측정 자료를 활용하여 자기권과 고위도에서

저위도에 이르는 전리층에서 나타나는 광범위한 Pc5 진동을 조사하는 것에 있다. 지배적인 Pc5 이산 주파수는 자기권과 고위도에서 나타나며, 저위도까지 큰 변화 없이 지속적으로 유지되었다. ULF 파동에 의한 총 전자 함량(TEC) 변조 메커니즘은 아직 불분명하며, 자기유체역학(MHD) 파동 이론에 대한 도전 과제를 제시한다. 이러한 결과는 Pc5 자기 맥동의 가능한 여기 메커니즘에 대한 몇 가지 중요한 문제를 제기한다.

제 6 절 SuperDARN 레이더를 이용한 PMSE 연구 현황

극지방 D 영역의 이온층은 높은 차가운 중성대기 밀도로 인해 대전된 얼음 입자 외에도 음이온과 클러스터 이온으로 인해 뚜렷한 특징을 나타낸다(Rapp & Lübken, 2004; Pavlov, 2014). 극관 흡수(PCA)와 같은 고주파(HF) 전파의 전파는 D 영역 이온층에 의해 크게 감쇠된다. 극지 여름철 중간권과 D 영역에서는 강한 레이더 에코 현상인 극지 여름철 중간권 에코(Polar Mesospheric Smuuer Echo, PMSE)가 3~300MHz(MF-UHF)의 넓은 주파수 범위에서 자주 관측된다(Balsley et al., 1983; Cho & Röttger, 1997). PMSE 산란체는 150K 이하의 온도에서 생성된 하전된 얼음 입자로 구성된다(Li & Rapp, 2013; Rapp & Lübken, 2004; Rapp & Thomas, 2006). 유성 연기 입자는 물 분자가 흡착되어 얼음 입자를 형성할 수 있는 핵의 강력한 후보이며 얼음 입자는 수증기 증착에 의해 계속 성장하고, 이후 전자가 얼음 표면에 부착되어 음전하를 유도한다. 수많은 현장 로켓 측정 결과가 이를 뒷받침한다. PMSE 주변에서 전자가 최대 10배까지 고갈된다 (Ulwick et al., 1988; Rapp & Lübken, 2004). Milan et al. (2001)은 SuperDARN 레이더를 사용하여 맥동하는 오로라와 관련된 D 영역 에코의 출현을 관측했다. D 영역 에코의 스펙트럼 폭은 매우 좁았으며(~20 ms^{-1}), 유성 궤적과 유사했다. D 영역의 불규칙성에서 낮은 도플러 속도(< 250 ms^{-1})의 분포는 음의 값으로 동쪽으로 치우쳐 있었다(Milan et al., 2008). Kozlovsky et al. (2021)은 맥동하는 전자 강하에 의해 전력이 변조될 수 있는 특정 유형의 맥동하는 PMSE를 관측했으며, 따라서 새벽 영역에서 수 헤르츠의 변동을 보였다.
SuperDARN은 경사 사운딩 시스템을 이용하여 D 영역 이온층에서 PMSE를 관측할 수 있는데, 이 시스템은 주파수에 따라 15°~35°의 고도각에서 최대 감도를 나타낸다 (Greenwald et al., 1985). 유성 및 E 영역 에코를 제외하는 선택 기준에도 불구하고, PMSE는 180~315km(게이트 1~4)의 게이트 근처에서 관측될 수 있다(Ogawa et al., 2002, 2003; Hosokawa et al., 2005). 유성 에코는 시간적, 공간적 범위에서 불연속적인 입자 분포를 특징으로 하기에 PMSE와 분리된다.

본 연구에서는 PMSE 에코가 전통적으로 정적인 형태로 관측한 것을 바탕으로, 이에 대비하여 그 전후로 매우 산발적 PMSE 에코 파워가 발생할 때 상승된 속도의 에코 움직임을 포착한 것에 의미를 둔다.

제 3 장 연구개발 수행 내용과 결과

제 1 절 성과 목표 : 서브오로라 대(세종기지) 고층대기 다년도 통계 분석

1. 세종기지 중간권 중량파의 통계적 특성 분석
(JGR 126, doi.org/10.1029/2021JD035842, 공저)

세종기지 전천 카메라가 2012-2016년 기간 동안 관측한 대기광 화상자료를 분석하였다. 전천카메라 화상에서 주기 1시간 이하의 대기 파동을 추출하는 M-transform 기법을 일본 극지연구소로부터 도입하여 활용하였다. 이 기법은 파동의 주기, 파장, 전파 속도 및 방향을 객관적으로 추출할 수 있게 한다. 추출된 대기 파동의 파워스펙트럼 밀도 (PSD)을 분석한 결과는 파동 밀도가 남극권 중간권 여름철에 최대, 가을철에 최소가 됨을 발견하였다. 낮은 위상 속도 (<30 m/s)의 중량파는 wind-blocking area와 겹침으로써 성층권아래에서 필터링 되는 것으로 해석되었다. 겨울과 봄철 각각 동향과 남동향 전파 중량파는 성층권에서 필터링되지 않은 것으로 해석되며 성층권 상부 또는 중간권에서 2차적으로 생성된 중량파로 간주된다.

KOPRI 극지연구소

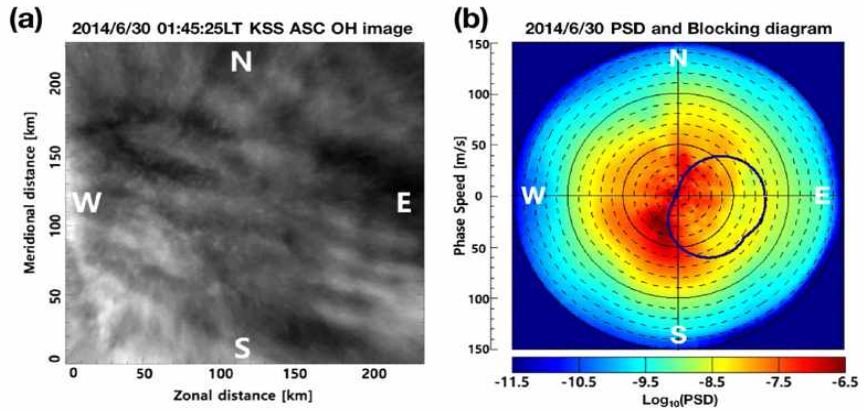


그림 3.1.1 (a)OH 대기광 예 (b) 위상속도 PSD. 곤색 라인은 wind-blocking diagram.

부수적으로 추출된 파동에서 저층대기 바람에 의한 필터링 효과를 구분하는 blocking diagram을 blocking map (month-direction) 으로 개편하는 기법을 개발하여 발표하였다.

또한 전천카메라 630 nm 화상에 지자기 불변선 (L-line) 합치하는 기법도 개발하여 다음 주제인 SAR 아크 분석에 활용하였다.

2. 세종기지 유성레이다 바람 자료로부터 2019년 성층권 돌연 승온 현상을 발견 (Geo. Res. Lett., doi.org/10.1029/2020GL089199, 주저자)

세종기지 유성레이다 바람 자료분석과정에서 남극권 2019년 성층권 돌연승온(SSW) 현상 (그림 3.1.2)이 발견되었다. 북극에 비해 남극권에서는 SSW 가 매우 드물게 발생하는데, 2002년 남극에서 대형 SSW가 발생한 이래 가장 큰 규모이었다. 이 기간 동안 극지역 성층권 온도가 상승하였으며, 행성파의 진폭이 증가하였다. 성층권 이동행성파와 관련되어, 중간권 바람장에서 zonal wind가 SSW최고점 도달전 20일 동안 역전되었다 (그림 3.1.3). 유성레이더(MR) 자료와 MERRA-2 자료에서 역전된 zonal wind가 시간에 따라 하강함을 보였다. 이 zonal wind의 역전은 고위도에서 보다 극지역에서 더 높았다. 또한 행성파 중에서 wavenumber-1의 특성이 증대된 것으로 분석되었다.이 연구 수행과정에서 유성레이다 바람 자료로부터 행성파를 추출하는 웨이브렛 분석 기법 확보하였다.

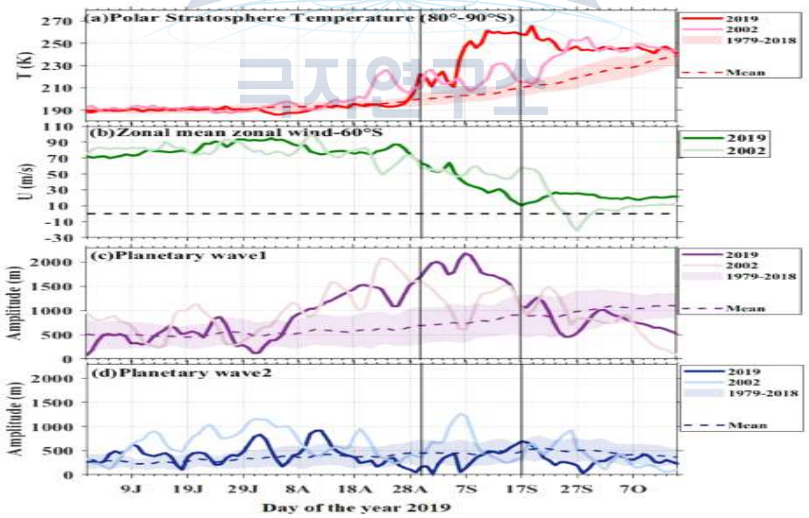


그림 3.1.2 2019 남반구 돌연승온 (SSW) 현상 관측

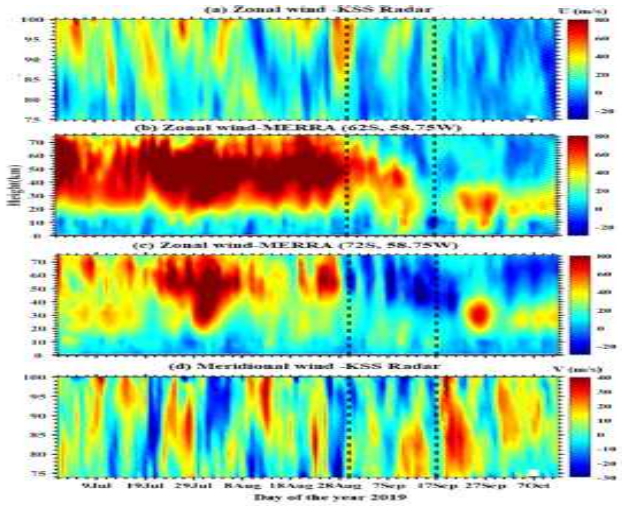


그림 3.1.3 zonal wind 역전현상

3. 남극 2019년 SSW 현상을 WACCM 시뮬레이션을 통해 중간권 행성파의 연관성 규명 (J. Geophys. Res. 126, doi.org/10.1029/2020JA029094, 주저자)

가. 자료분석

(1) 유성레이더 자료 분석

본 연구에서, 우리는 Davis (68.6°S, 77.9°E), 세종 과학기지 (King Sejong Station, KSS, 62.2°S, 58.8°W), 그리고 Tirupati (13.6°N, 79.4°E) 지역의 유성레이더를 사용하였다. 유성레이더는 일반적으로 MLT 지역 (약 70-100 km) 에서 관측되는 유성흔을 통해 시간별 그리고 2 km 고도 간격으로 수평 바람을 계산한다. 이 유성레이더들을 통해 우리는 행성파와 바람의 위도에 따른 차이를 확인할 수 있고 또한 고위도 지역에서는 경도별 차이도 알아볼 수 있다. 위 유성레이더의 운영 매개변수는 표 3.1.1 에 요약하였다.

표 3.1.1 세 가지 유성레이더에 대한 운영 매개변수

	Davis (68.6°S, 77.9°E)	King Sejong Station (62.2°S, 58.8°W)	Tirupati (13.6°N, 79.4°E)
Frequency	33.2 MHz	33.2 MHz	35.2 MHz
Power	6.8 kW	12 kW	40 kW
PRF	430 Hz	440 Hz	430 Hz
Duty cycle	8.3 %	8.4 %	12 %
Reference	Holdsworth et al. (2008)	Kim et al. (2010)	Rao et al. (2014)

(2) Aura/MLS 위성 자료 분석

대기의 온도와 지위고도는 Aura 위성에 탑재되어있는 Earth Observing System (EOS) Microwave Limb Sounder (MLS)를 통해 제공받았다 (Schwartz et al., 2008).

NASA (National Aeronautics and Space Administration)의 Aura위성은 2004년 7월에 발사되어 고도 705 km 상공에서 태양 동기궤도로 운영하고 있다. 본 연구에서는, EOS MLS의 4.2x level 2 데이터를 사용했다. MLS 온도와 지위고도의 유효 고도 범위는 261 hPa부터 0.001 hPa이다. 이 압력 범위에서, v4.2x data quality document (Livesey et al., 2018)에 따라 quality 가 0.2 이상 그리고 convergence 가 1.03 이하인 데이터들만 사용하였다. 온도관측에서 기하학적 고도는 지위 고도를 이용하여 전환했다 (Yonger et al., 2014). 온도와 지위고도의 전 지구분포는 5° × 20° 의 위경도 격자에서 일평균 값을 통해 표현하였고, 유성레이더가 위치한 장소에서의 일평균 온도와 지위고도는 유성레이더를 중심으로 5° × 20° 의 위경도 격자 안의 데이터를 평균하여 나타냈다.

KOPRI
극지연구소

(3) MERRA-2 자료 분석

MERRA-2 재분석 자료 (Gelaro et al., 2017)은 2019년 남반구 SSW의 전반적인 특징을 확인하기위해 사용했다. 재분석 자료는 0.5° × 0.625°의 위경도 격자와 지상부터 0.01 hPa (~80 km) 까지의 72 개의 수직 레벨 (모델 레벨)에 대해 온도와 수평바람, 그리고 지위고도를 제공한다. MERRA-2의 동서 바람과 지위고도는 60°S 에서의 동서 평균 동서 바람과 행성파의 세기를 알아보기 위해 사용되었다.

(4) SD-WACCM 모델 계산

행성파의 발생 장소를 확인하기 위해 우리는 specified dynamics (SD) version of WACCM6 (Gettelman et al., 2019)를 사용하였다. WACCM6는 Community Atmosphere Model version 6 (CAM6)의 중간권 및 열권하부 (약 140 km 까지)의 부분이다. CAM6 또는 WACCM6는 National Center for Atmospheric Research (NCAR)에서 개발한 Community Earth System Model version 2 (CESM2; Danabasoglu et al., 2020)안의 대기에 대한 모델로 사용될 수 있다. WACCM6은 CAM6와 비슷하게 거의 모든 물리적 과정

을 포함하지만 nonorographic gravity wave drag parameterization, solar and geomagnetic forcing, 그리고 기체와 에어로졸의 화학에 대해서는 포함하지 않다 (자세한 사항은 Gettelman et al., 2019 참고).

본 연구에서, 우리는 2018년 1월부터 2019년 12월 15일까지 기간에 대해 WACCM6를 이용하여 1.9° × 2.5° 의 수평 격자에 대해 SD 실험을 진행하였다. WACCM6는 기본적으로 화학적 상호작용을 포함하고 있다. 이 실험에서, 중간대기는 D층 화학과 함께 설계하였다 (Gettelman et al., 2019). SD 실험을 위해, WACCM6 안의 수평 바람, 온도, 표면 대기압, 표면 응력, 열 유속 (heat flux) 들은 선형적으로 시간에 대해 보간 된 3시간 단위 MERRA-2 재분석 자료를 따라가게끔 하였다 (relax toward the linearly time-interpolated 3 hourly MERRA-2 reanalysis). relaxation coefficient는 고도 50 km 이하에서는 균일하고 50 km 이상에서는 선형적으로 증가시켰으며, 60 km 이상에서는 0을 사용하였다 (Brakebusch et al., 2013). 그러므로 이 모델은 60 km 이상에서는 재분석 자료에 의해 강제되지 않았다.

기본적인 WACCM6의 수평 해상도는 0.95° × 1.25° 이지만, 본 실험에서는 1.9° × 2.5° 의 해상도를 사용하였다. 이 저해상도 실험을 위해 1월 1일의 초기 모델 조건은 WACCM4에 대한 기존 저해상도 초기 조건으로부터 balanced dynamical variables (수평 바람, 온도, 표면 압력)을 사용하였고, 고해상도 WACCM6에 필요한 수평적 선형 보간 된 변수들을 사용하여 형성하였다. WACCM4 초기 조건으로부터 나온 동역학적 balanced variables의 사용은 모델 spin-up 시간을 줄여주는데 도움을 준다. SD 실험에 대해 필요한 보조 데이터들 (즉, 바다 표면 온도, sea-ice fraction, 태양 및 지자기 지수들, energetic particle precipitation에 의한 이온화율)은 시뮬레이션 기간을 포함하도록 하였다. 바다 표면 온도와 sea-ice은 NOAA Optimal Interpolation (OI)에서 생성한 것을 병합하여 유지시켰다 (Reynolds et al., 2002; Hurrell et al., 2008). 태양과 지자기 지수들은, NASA GSFC Space PHysics Data Facility (SPDF) OMNI hourly data (King & Papitashvilli, 2005)를 사용하였다. 이온화 율은 Chemistry-Climate Model Initiative (CCMI) Ref-C2 데이터를 사용 하였다 (Eyring et al., 2008, 2013).

나. 결과 및 토의

(1) 2019년 SSW의 전반적인 특징

그림 3.1.4는 2019년 남반구 SSW에 대한 전반적인 특징을 MERRA-2 데이터를 이용

하여 보여준다. 비교를 위해 기후 평균값과 2002년 major SSW의 데이터를 각 그림에 함께 나타냈다. 기후 평균값은 1980년부터 2019년까지 기간에 대한 각각의 값을 평균하였고 음영으로 나타낸 부분은 평균값에 대한 표준편차를 나타낸다. 그림 3.1.4 (a)에서 동서 평균 온도는 10 hPa에서의 극지역 (70-90°S) 평균값을 나태나고 있고 DOY 240 (8월 28일) 204.3 K에서부터 DOY 253 (9월 10일)까지 온도가 급격히 상승하는 모습을 보인다. 2019년 SSW 동안 극지역 성층권에서 가장 큰 온도 증가율은 37.0 K/week 이고 이는 2002년 major SSW에서 나타난 35.5 K/week 보다 더 크다.

60°S에서 고도 32 km 와 45 km의 동서 평균 동서 바람은 그림 3.1.4 (b)와 (c)에 나타냈다. 32 km에서 동서 평균 동서 바람은 2019년 DOY 239일부터 기후 평균값에서 벗어나기 시작했지만 2002년과 같이 바람의 역전은 없었다. 하지만 고도 45 km 에서는 2019년 DOY 253일에 바람의 역전이 일어난 모습이 보인다. 45 km 에서의 바람 역전을 바탕으로 우리는 2019 SSW의 중심 날짜를 DOY 253일 이라고 하였다. WMO의 정의에 따르면 2019년에 일어난 SSW는 minor SSW라 분류될 수 있지만, 온도의 상승은 2002년 SSW 보다 더 강한 것이 특징이다. 그림 3.1.4 (d)와 (e)는 60°S 10 hPa에서 동서 파수가 1 (Planetary wave 1, PW1) 과 2 (Planetary wave 1, PW2)인 행성파의 세기를 보여주고 있다. PW1의 세기는 고도 45 km에서 동서 바람의 역전이 일어난 DOY 253일 근처에서 상당히 강해지는 모습을 보인다. 이는 2002년 major SSW 중심 날짜 (DOY 269)에서의 세기보다 더 강하다는 것을 확인할 수 있다. 반면 2019년 PW2의 세기는 기후 변동성 범위 안에 들어와 있다. 전통적인 SSW의 분류에 따르면 (Nakagawa & Yamazake 2006), 2019년 SSW는 PW1과 관련이 있다고 볼 수 있고 2002년 남반구 major SSW와 비슷하다 (Krüger et al. 2005), 따라서 2019 남반구 SSW는 displacement-type of minor SSW 라 분류할 수 있다.

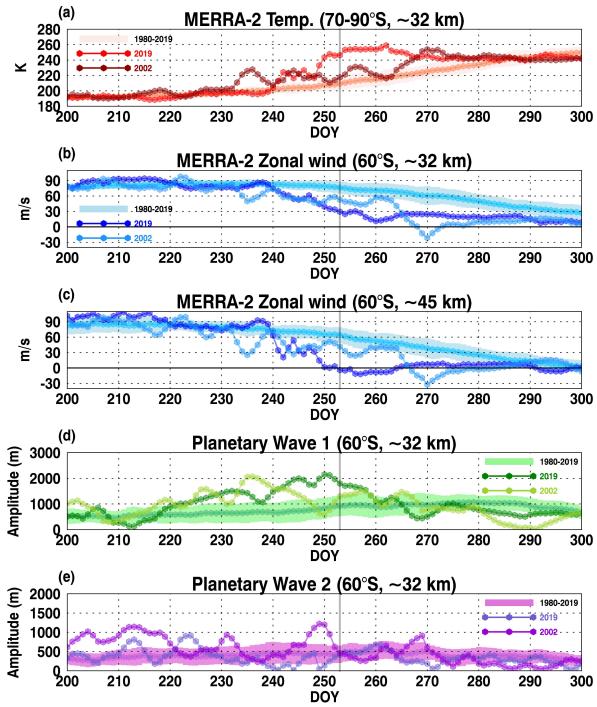


그림 3.1.4 MERRA-2를 이용한 2019년 남반구 SSW에 전반적인 특징. 수직 실선은 2019년 SSW의 중심 날짜를 나타내고 있다.

(2) Aura/MLS 로 본 전지구 온도

Aura/MLS를 이용하여 전 지구 온도에 대한 2019 남반구 SSW의 영향을 조사하였다. 그림 3.1.5는 SSW의 중심 날 (DOY 253), 중심 날에 대해 전 후 30일 (DOY 223, 283)에 대해 동서 평균 온도의 기후 평균값과 해당 날의 차이를 나타낸다. 기후 평균은 2004년부터 2018년까지 (SSW가 일어난 2002년과 2010년은 제외) 평균하여 얻었다. 2019 SSW 중심 날짜에서 남반구 고위도 성층권과 중간권 지역에서 온도의 변화가 명확하게 보인다. 중심 날짜에서 극지역 성층권과 중간권에서 온도의 증가와 하강의 최댓값은 각각 31.8 K 과 -21.3 K 이다. 이러한 온도의 변화는 SD-WACCM을 이용하여 1988년부터 2010년 까지의 기간 동안 모든 북반구 SSW에 대해 합성한 결과와 비슷하다 (Chandran & Collins, 2014). 2019년 SSW의 중심 날짜 이후 고위도 지역의 온도 이상 현상이 다시 평상시로 돌아오는 모습을 보인다.

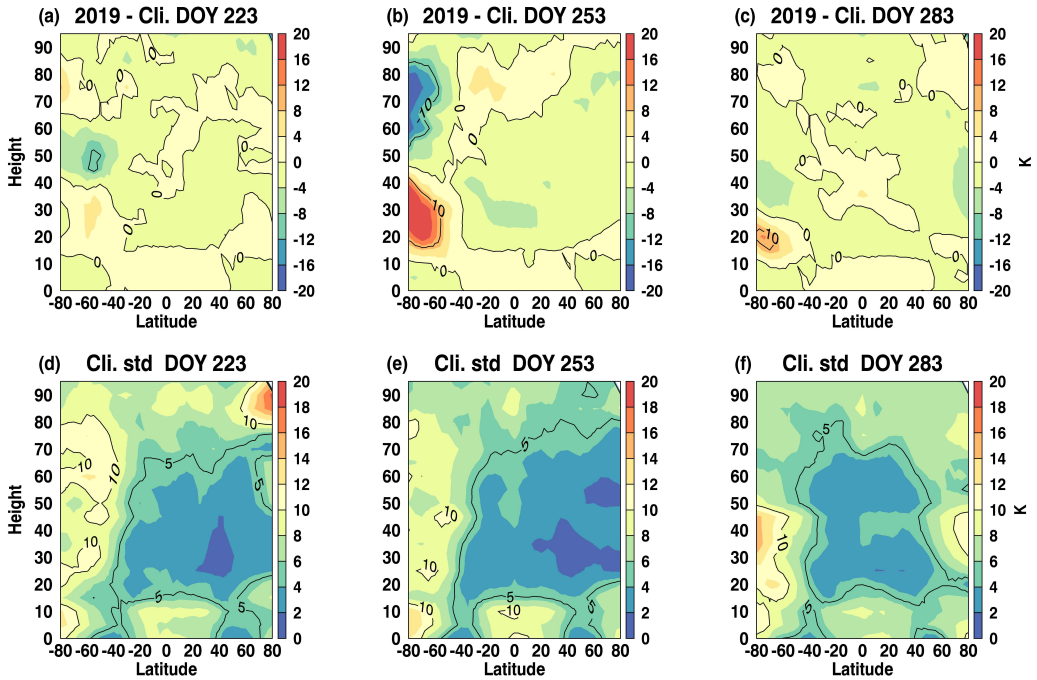


그림 3.1.5 (a-c) 동서 평균 Aura/MLS 온도와 기후 평균값과의 차이. 중심 날짜 (DOY 253)일과 30일 전 후의 그림을 같이 나타냈다. (d-f) 기후 평균값에 대한 표준 편차

그림 3.1.6은 2019년 남반구 SSW 동안 기후 평균값과 함께 Aura/MLS 값을 중심 날짜에 대해 고도 40, 60, 80 km에서 나타냈다. 그림 3.1.6의 첫 번째와 두 번째 열은 2019년 SSW 중심 날짜에서의 SSW가 일어나지 않았던 기후 평균값과 해당 날의 값이다. 세 번째와 네 번째 열은 2019년 SSW 중심 날짜와 기후 평균값 간의 차이와 기후 값에 대한 표준 편차를 나타낸다. 고도 40 km에서 KSS 주변에서 온도의 상승이 기후 평균값에 비해 최대 37.2 K 까지 상승한 것을 볼 수 있고 반면 Davis 기지 주변에서는 온도의 하강이 보인다. 이는 극 소용돌이가 KSS 쪽으로 이동한 모습이라 할 수 있다 (Chandran & Collins, 2014). DOY 253일에 이동한 극 소용돌이의 중 심이 KSS 상공 성층권 하부부터 중부에 위치해있고 (Rao et al., 2020), 소용돌이는 40 km 근처에서 사라진 것을 확인할 수 있다. 고도 60 km 에서는, Davis 기지 근처에서 온도가 -34.2 K 감소한 반면, KSS 근처에서는 약 15.4 K 증가하였다. 고도 80 km 에서는 대부분의 고위도 지역에서 온도의 감소가 일어나고 경도에 따른 차이가 약해진 모습을 볼 수 있다.

KOPRI 극지연구소

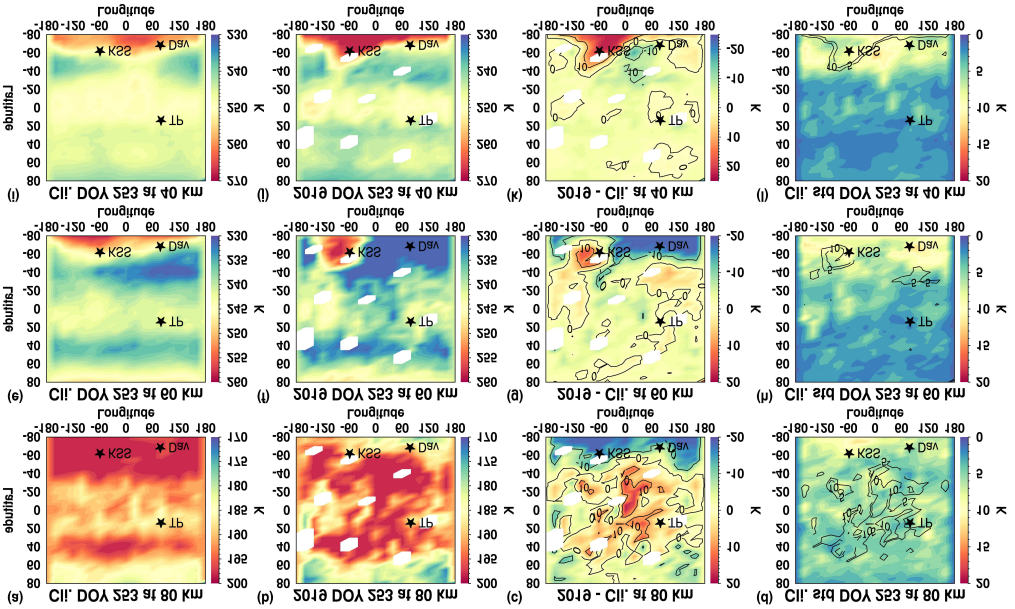


그림 3.1.6 SSW가 없었던 해의 기후 평균 Aura/MLS 온도 (첫 번째 열), 2019년 DOY 253의 온도 (두 번째 열), 기후 평균과 2019년 값의 차이 (세 번째 열), 기후 값에 대한 표준 편차 (네 번째 열). 유성레이더가 위치한 지점을 별로 표시하였다.

열대 지역의 경우, 고도 80 km에서 경도 0°-40°E 에 해당하는 지역에서 10 K 이상의 온도 상승이 있었고 적도 지역에서는 최대 22.6 K 온도가 상승하였다. 하지만 Tirupati 지역에서는 온도의 변화가 기후 평균값에 대한 표준 편차의 범위 안에 들어있다. Sridharan et al. (2010)은 2009년 북반구 SSW때 Rayleight lidar와 위성자료를 이용하여 Gadanki (13.5°N, 79.2°E)에서 중간권 온도의 상승을 관측했고 적도 지역에서는 고도 70-80 km 사이에서 온도가 10-15 K 상승한 것을 확인하였다. SSW와 관련된 적도지역 중간권에서의 온도 상승은 남북 순환의 변화와 관련되어있다. Laskar et al. (2019)는 Navy Global Environmental Model (NAVGEM) High Altitude (NAVGEM-HA)를 이용하여 2010년과 2013년 북반구 major SSW 때 동서 평균 남쪽 방향으로의 바람이 적도지역까지 확장되는 모습을 확인하였다. 이러한 남북 방향의 바람 변화와 관련하여 적도 지역 중간권에서 하강 기류가 발생하고 이에 따라 온도가 상승하게 된다 (Miyoshi et al., 2015).

(3) 유성레이더와 위성을 통한 중간권 및 열권하부의 바람과 온도 관측

우리는 2019년 남반구 SSW에 대한 중간권 및 열권 하부에서의 역학적 변화를 일평균 유성레이더의 수평 바람과 함께 유성레이더 주변에서의 MLS 온도를 DOY 200부터 DOY 300 (중심 날짜 약 50 전 후)까지 확인하였다. 그림 3.1.7은 일평균 동서방향 바람과 남북 방향 바람을 각각 Davis, KSS, Tirupati 유성레이더에 대해 고도 70-100 km 까지 나타낸 것이다. 그림 3.1.8은 MLS로부터 얻은 각 유성레이더 근처에서고도 80 km와 90 km의 일평균 온도에 대해 일변화를 나타낸 것이다. 중심 날짜는 검정 수직선으로 나타내었다.

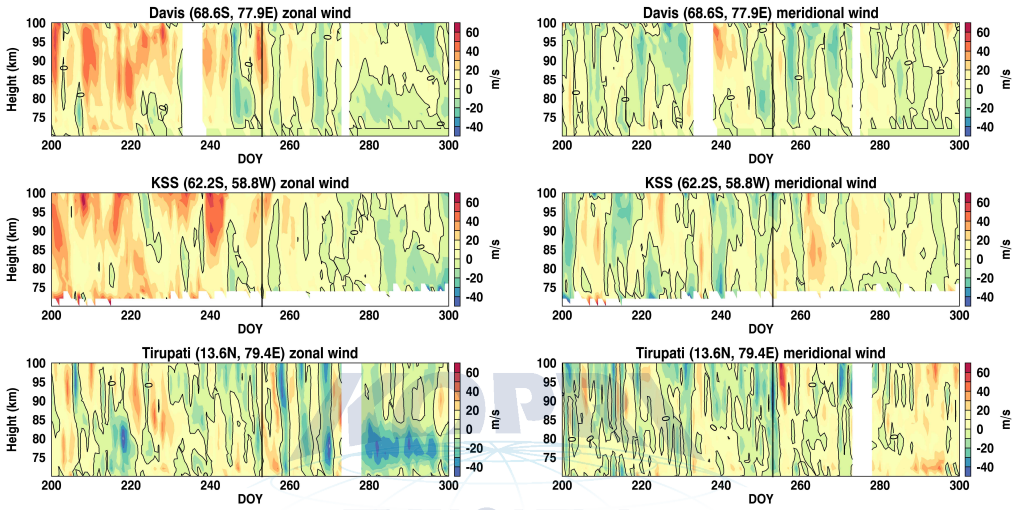


그림 3.1.7 Davis (맨 위), KSS (중간), Tirupati (맨 아래)에서 관측한 동서 방향의 바람 (왼쪽)과 남북 방향의 바람 (오른쪽). 2019 SSW의 중심 날짜는 검정색 실선으로 표시하였다.

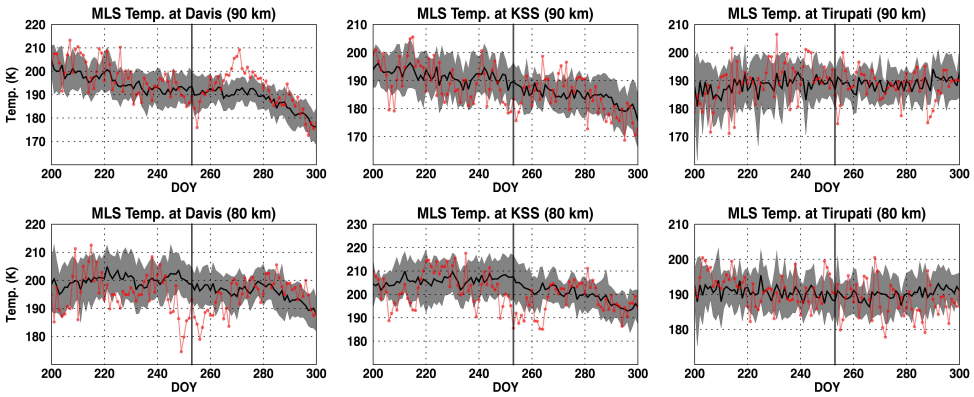


그림 3.1.8 각 유성레이더 위치에서의 중성대기 온도 일변화. 고도 80 km (첫 번째 행)와 90 km (두 번째 행) 에 대하여 보여주고 있고 회색 음영지역은 기후 평균값을 나타낸다.

Davis와 KSS에서 관측한 중간권에서의 동서 바람은 대체로 DOY 240 근처까지 동쪽으로 불고 있다. 그 후, 동서 바람은 역전이 되며 역전된 동서 바람은 2019 SH SSW의 중심 날짜에 근접함에 따라 점차적으로 아래쪽으로 전파한다. 중심 날짜 주변에서 한 가지 흥미로운 점은 Davis 와 KSS 모두 중간권 상부에서 서풍이 다시 형성된 다는 점이다. Davis에서 중간권 남북 방향의 바람은 DOY 220일부터 245일까지 약 20일 동안 천천히 변화하는 모습이 보인다. 북풍이 DOY 220일부터 232까지 유지되고 이후 남풍으로 중심 날짜보다 약 20일 전에 바뀐다. KSS에서의 남북 방향의 바람은 Davis에서의 바람에 비해 대략적인 위상 차이가 중심 날짜 전에 보인다. 동서 바람이 중심 날짜 20일 전까지 대략적으로 서풍이라는 점을 고려하면, 이러한 남북풍의 진동은 대략 20일 보다 더 길고, 두 유성레이더를 가로지르는 큰 경도 차이를 가지고 있으므로, 극 소용돌이의 행성규모 변화와 관련이 있는 것 같다. 중간권에서의 남북 방향의 바람은 중심 날짜 바로 전에 북풍이 되는 것을 Davis 와 KSS에서 모두 확인 할 수 있다. 북풍이 점차적으로 남풍으로 번함에 따라 (대략 DOY 280), 서풍은 점차적으로 약해지고 고도 80 km 두 기지에서 동풍으로 변한다. 이러한 바람의 변화는 고도 80 km에서 온도의 하강을 야기한다 (그림 3.1.8).

북반구 저위도에 위치한 Tirupati 지역에서는 고도 85 km 이상에서 강한 남풍이 중심 날짜 직후에 관측되고 동서 바람에서는 파동형태의 구조가 동시에 관측이 된다. 이 기간 동안, 그림 3.1.8에서는 Tirupati 지역에서의 일일 온도 변화는 기후 평균값의 표준 편차보다 벗어나 있는 모습을 보인다. Eswaraiah et al. (2019)는 2017년 북반구 SSW 동안 동일한 유성레이더를 가지고 남북 방향의 바람에서 고도 75 ~ 80 km 사이에서 이러한 파동형태의 구조를 관측했고 이들은 이것을 secondary wave라고 해석했다.

(4) Wavelet 분석 결과

유성레이더 동서 바람에서 파동 활동에 대해 알아보기 위해 우리는 Morlet wavelet analysis (Torrence & Compo, 1998)를 사용하였다. 동서 바람에 비해 남북바람에서 파동의 세기가 더 약하기 때문에 여기서는 동서 바람에 대한 wavelet 결과만을 보여준다. 각 유성레이더마다 DOY 190일부터 310일까지의 데이터를 고도 74, 82, 90, 98 km 에서의 동서 바람을 분석했다. 분석된 결과는 낮은 신뢰도를 가진 기간을 제외하고 DOY 220일부터 280까지만 그림 3.1.9에 나타내었다.

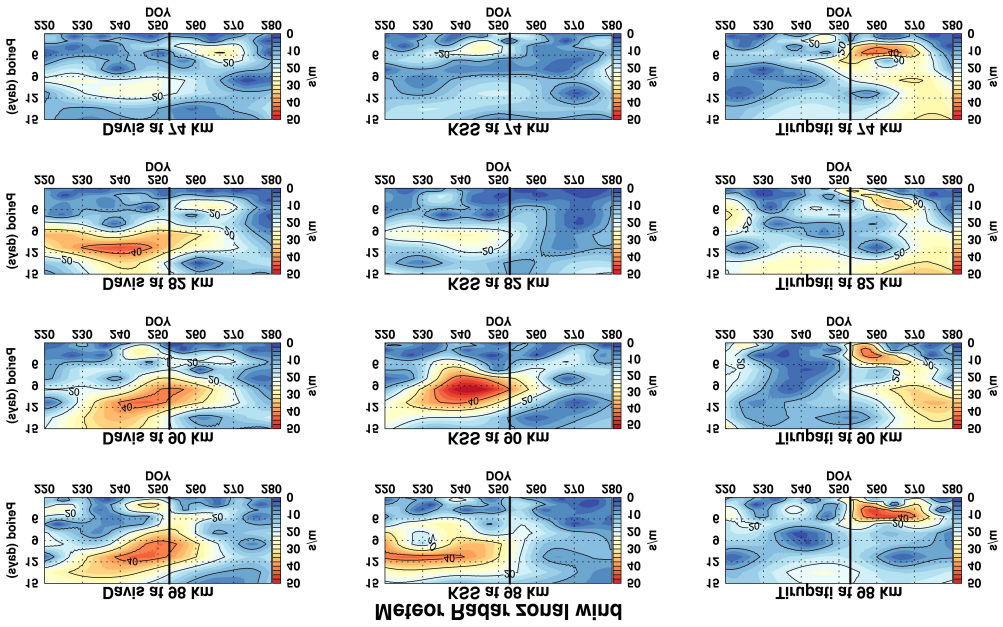


그림 3.1.9 동서 바람에 대한 wavelet 세기. Davis (왼쪽), KSS (중간), Tirupati (오른쪽) 유성레이더에 대해 고도 98, 90, 82, 74 km 에서의 결과를 보여준다. 중심 날짜는 검정색 선으로 나타내었다.

Davis 유성레이더로부터 나온 파동 활동의 특징은 KSS 유성레이더의 결과와 74 km를 제외하고는 전반적으로 비슷하다. 특히, 준 10일 주기의 파동 (Quasi 10-day wave, Q10DW)는 고도 82, 90, 98 km에서 두 유성레이더 모두에서 SSW의 중심 날짜 이전에 보이고 중심 날짜보다 약 10일 전 세기가 최대인 모습을 보인다. Davis의 경우, Q10DW의 세기가 중심 날짜 5일 후 까지 지속되는 모습을 보인다. 하지만, KSS의 경우 파동의 세기가 중심 날짜에 다가감에 따라 점차적으로 감소하는 모습이다. 74 km에서 두 유성레이더의 결과가 다른 이유는 아마도 유성의 에코가 상대적으로 다른 고도보다 적어 유성의 에코들로부터 얻은 바람의 불확실성이 높기 때문일 것이다 (Kam et al., 2019; Lee et al., 2016; 2018).

북반구에서 Q10DW가 SSW 이전에 보인다는 보고는 여럿 있었다. 예를 들어, Eswaraiah et al. (2019)는 2017년 북반구 SSW의 중심 날짜 이전에 Q10DW를 저위도 중간권의 남북방향 바람에서 관측을 하였다. Matthias et al. (2012)는 북반구 고위도 MF radar와 유성레이더를 이용하여 긴 주기를 가지는 파동들에 대해 composite 분석을 실시하였는데 Q10DW가 극지역 성층권의 온도가 상승함에 따라 지배적이게 되고 서쪽으로 전파된다는 것을 보여줬다. 또한, Pancheva et al. (2008)은 SSW이전에 Q10DW가 보이고 이러한 Q10DW는 준-정지 행성파와 동서 방향으로 대칭인 파동간의 상호작용으로 성층권

에서 생성될 수 있다고 하였다.

2019 SSW동안 저위도 Tirupati 지역에서는 준 6일 주기의 파동 (Quasi 6-day wave, Q6DW)가 SSW 직후 나타나는 모습을 보이지만 (그림 3.1.9의 오른쪽 열), Q10DW의 모습은 SSW 이전에 보이지 않는다. Q6DW는 고도 74부터 98 km 까지 전 고도에서 SSW 직후 나타나고 약 20일 정도 지속되는 모습을 볼 수 있다. 가장 세기가 강한 고도는 98 km 이다. 이는 남극에서 발생한 SSW가 Q6DW를 통해 SSW의 중심 날짜 직후 지위도까지 영향을 주었다는 점이 주목할 만하다.

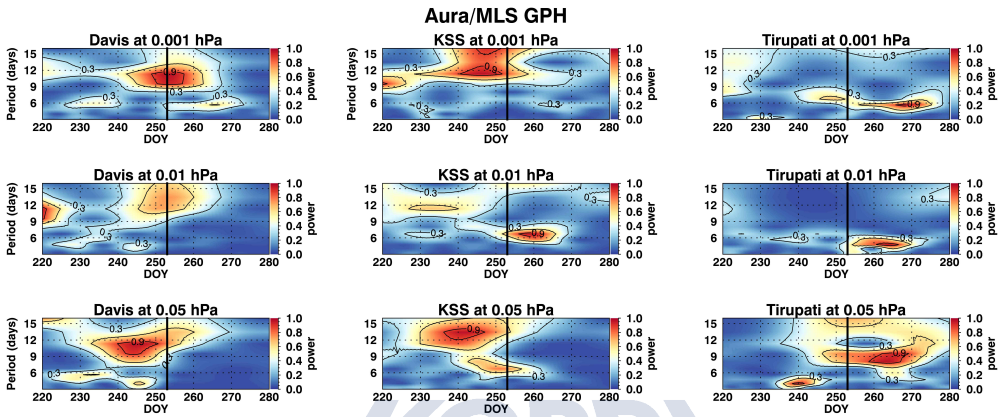


그림 3.1.10 0.001 hPa (~90 km, 맨 위), 0.01 hPa (~80 km, 중간), 0.05 hPa (~70 km, 맨 아래)에서 각 유성레이더 위치에서의 MLS 일평균 지위고도의 wavelet 세기.

KOPRI 극지연구소

세 개의 유성레이더에서 관측된 행성파의 특징을 비교하기위해 우리는 MLT 지역에서의 Aura/MLS 지위고도 데이터 역시 분석하여 그림 3.1.10에 나타냈다. 지위고도의 세기 스펙트럼 구조는 유성레이더의 동서 바람의 것과 비슷하다. Q10DW가 Davis 기지에서 약 90 km 와 70 km에서 SSW 중심 날짜 주변에서 명확하게 보인다. 하지만 80 km 에서는 잘 나타나지 않는 모습이다. KSS의 경우 90 km와 70 km에서 SSW 중심 날짜 이전에 Q10DW가 잘 보이는 반면 80 km 에서는 잘 보이지 않는다. 대신 Q6DW가 중심 날짜 이후에 80 km에서 강하게 나타나는 모습이다. Q6DW는 Tirupati 기지 근처에서 중심 날짜 직 후 0.001과 0.01 hPa에서 나타나고 이는 지상의 유성레이더 관측과 비슷하다. 요약을 하자면, 지상의 유성레이더와 위성관측은 2019 남반구 SSW가 고위도뿐 아니라 저위도 중간권까지 Q10DW와 Q6DW를 통해 SSW 중심 날짜 전 후로 영향을 미쳤다. 2019 남반구 SSW에 대한 행성파의 활동은 여럿 보고가 되었지만 (Eswaraiah et al., 2020; Miyoshi & Yamazaki, 2020; Yamazaki et al., 2020), 이들의 발생 지역과 전파에 대해서는 연구된 바가 없다.

(5) 행성파 원천과 전파

Q10DW나 Q6DW는 MERRA-2 재분석 자료에 반영이 되어있을 것이라 예상된다. 왜냐하면 MERRA-2에서 중간권 흐름은 2005년부터 축적된 5 hPa 이상에서의 EOS Aura MLS 온도자료가 동화되어 개선되었기 때문이다 (Gelaro et al., 2017). 하지만, MERRA-2 data는 MLT 지역 전역을 전부 포함하지 않고, MERRA-2를 만드는데 사용된 Goddard Earth Observing System version 6 (GEOS-5) 모델은 divergence damping (Fujiwara et al., 2017)과 같은 ad-hoc damping 과정과 Rayleigh damping, 추가로 모델의 상부 (0.01 hPa)근처에서 업데이트된 gravity wave grag parameterization (Molod et al., 2012)를 사용하기 때문이다. 따라서, MLT 지역에서 Q10DW나 Q6DW의 잠재적은 발생 위치나 전파 과정을 제대로 이해하기 위해서는 1.2.4에서 언급했던바와 같이 WACCM의 성층권 영역을 MERRA-2 재분석 자료를 이용하여 강제시켜 SD-WACCM 시뮬레이션을 수행했다. 시뮬레이션은 2019년 1월 1일부터 2019년 12월 15일까지 수행되었다. 행성파의 활동과 전파에 대한 분석은 2019년 DOY 200일부터 280일까지의 기간을 사용하였다.

그림 3.1.11은 SD_WACCM을 이용한 동서 바람의 Hövmoller diagram들과 그에 대한 동서 파수와 주기의 spectra를 보여준다. 그림 3.1.11a 와 3.1.11b는 고위도 (65°S) 및 고도 90 km에서 DOY 226일부터 256일까지의 결과를 보여준다. 동서 바람 내에서 10일 주기 및 동서 파수가 1인 10일 주기의 파동이 서쪽으로 전파되고 있는 모습을 보인다. 이 주기는 고위도 유성레이더들에서 관측된 것과 비슷하다. Tirupati에서 관측된 Q6DW 역시 시뮬레이션 결과에서 나타나는데 서쪽으로 전파되고 있으며 동서 파수는 1이다 (그림 3.1.11c 와 3.1.11d). 이와 더불어, 6일 주기의 변화는 적도 지역 및 고도 110 km 에서도 지배적인 모습을 보이고 역시 서쪽으로의 전파 및 동서 파수가 1인 모습을 보인다 (그림 3.1.11e 와 3.1.11f). SD-WACCM이 MERRA-2에 의해 강제되지 않은 MLT 지역의 중성대기에서 Q10DW와 Q6DW를 합리적으로 재구성 했다는 점은 매우 놀랍다. 6일 주기 파동의 세기는 Swarm에서 관측한 equatorial electrojet (EEJ)의 세기와 매우 유사하다 (Yamazaki et al., 2020). EEJ가 위 고도에서의 중성대기 변화에 의해 형성된다는 점을 고려했을 때 SD-WACCM의 결과는 관측된 EEJ의 변화를 합리적으로 설명한다.

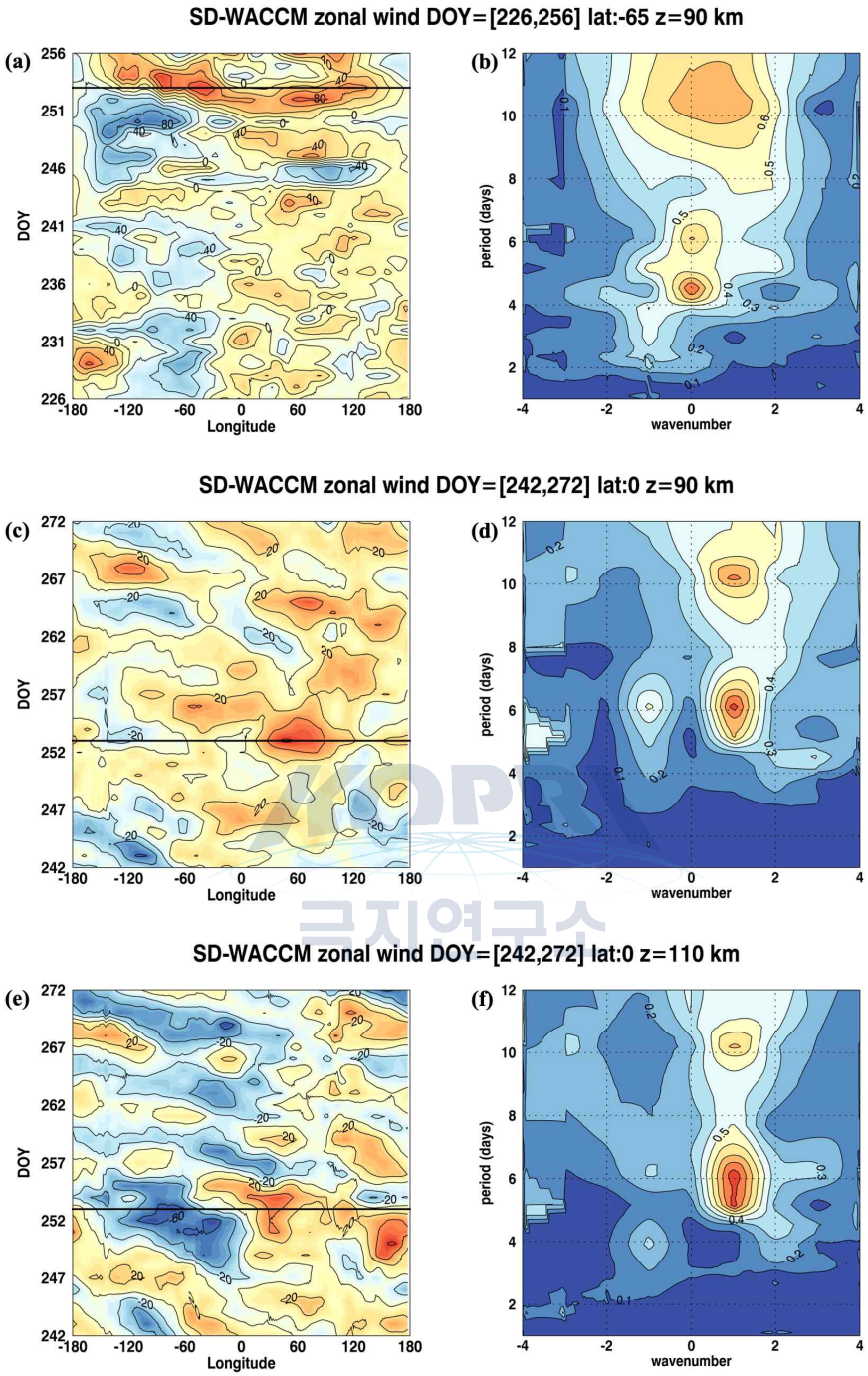


그림 3.1.11 SD-WACCM 동서 바람의 Hovomoller diagram (왼쪽)과 그에 대한 동서 파수-주기에 대한 spectra (오른쪽). (a-b)는 고위도 (60°S) 및 고도 90 km 에 대한 결과. (c-d)는 적도 지역 및 90 km, (e-f)는 적도 지역 및 110 km 에 대한 결과이다. 중심 날짜는 수평 실선으로 나타내었다.

KOPRI 극지연구소

본 연구에서는, 중심 날짜 이후 저위도 중간권 지역에서 관측된 Q6DW의 발생 가능 지역 및 전파에 대해 집중하였다. Q6DW의 시간에 따른 변화는 동서 바람의 2D-FFT (시간 vs. 경도, 그림 3.1.11 참조)를 이용하여 구했다. 우리는 기준 날짜 전후 7일, 즉 15일의 데이터를 이용하여 서쪽으로 전파하고 동서 파수가 1이며 주기의 범위가 5-7.5 일인 것들만 뽑았다. 그림 3.1.12는 Q6DW의 세기를 위도-고도에 대해 DOY 220, 250, 280 (SSW 중심 날짜 전, 중, 후) 나타냈고 또한 시간-위도에 대해 각각 고도 110 km, 90 km, 70 km 에 대해 보여준다.

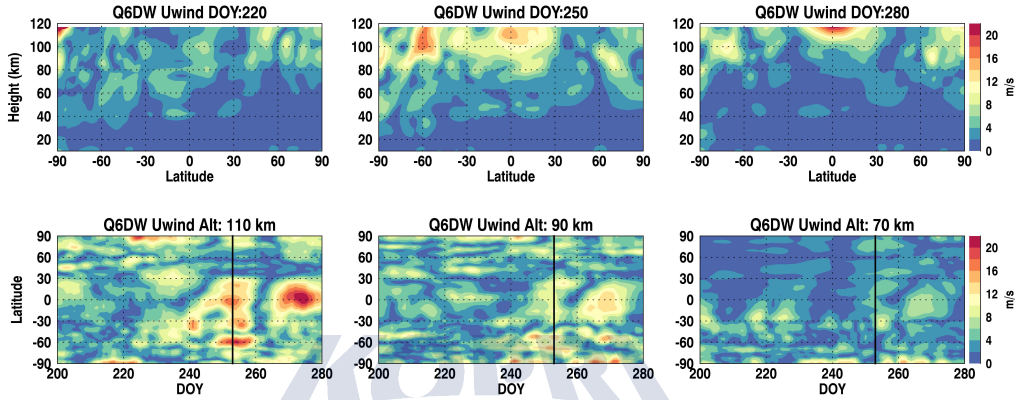


그림 3.1.12 서쪽으로 전파하는 Q6DW의 세기를 위도-고도 (첫 번째 열) 영역에서 DOY 220, 250, 280에 대해 나타내었고 시간-위도 (두 번째 열) 영역에서 고도 110 km, 90 km, 70 km 에 대해 나타냈다.

그림 3.1.12로부터 Q6DW 의 세기가 DOY 250 근처에서 고도 110 km 및 위도 60° S-30°N 영역에서 강해지는 모습을 보인다. 고도 90 km 에서의 세기는 고도 110 km 에 비해 약하지만 남반구 고위도 지역에서는 여전히 강한 모습이다. 60°S 근처에서 세기의 최댓값은 17.6 m/s로 DOY 250 및 고도 110 km에서 최대가 나타난다. 또한 Q6DW의 세기는 고도 110 km 및 적도 지역에서 지역적으로 최대를 가진다 (15.5 m/s). 분명히 SD-WACCM은 2019 SSW이 MLT 지역에서 고위도 및 저위도의 Q6DW의 세기를 강화시켰다는 것을 보여준다. SD-WACCM이 관측적인 데이터를 고도 60 km 까지만 사용 했다는 점을 미루어봤을 때, 관측에서 나타는 중간권에서의 Q6DW 세기와 거의 비슷하게 Q6DW 세기의 증가가 나타난다는 점은 놀랍다. 계산된 Q6DW는 또한 적도 지역 전리권 및 열권 하부에서 보고된 Q6DW의 활동에 대해서도 설명할 수 있다 (Yamazaki et al., 2020). 이렇게 세기가 증가한 Q6DW는 일일 조석파의 세기 (~20 m/s for Sep-Oct 1994 from High Resolution Doppler Interferometer-UARS)와 비슷하다 (Manson et al., 2002)

Q6DW의 발생 장소와 전파에 대해 알아보고자, 우리는 구면좌표계에서의

Eliassen-Palm (EP) flux를 사용하였다 (Andrews et al., 1987).

$$F^{\phi} = \rho_0 a\cos\phi(\overline{u}_z\overline{\theta}_z^{-1}\overline{v'\theta'} - \overline{u'v'})$$

$$F^{z} = \rho_0 a\cos\phi[(f - (a\cos\phi)^{-1}(\overline{u}\cos\phi)_{\phi})\overline{\theta}_z^{-1}\overline{v'\theta'} - \overline{u'w'}]$$

F^{ϕ} 와 F^{z} 는 각각 EP flux의 남북 및 수직 성분이다. $\rho_0, a, \phi, f,$ and z는 각각 대기 밀도, 지구 반지름, 위도, 코리올리 파라미터, log-pressure height 이다. $u, \theta, v,$ and w 는 각각 동서 바람, 온위, 남북 바람, 수직 바람이다. overbar 와 prime은 동서 평균값과 Q6DW으로 인한 섭동을 의미하고 아래 첨자는 미분을 의미한다. Edmon et al. (1980)이 제한한대로, EP flux의 벡터를 성층권부터 열권 하부까지 잘 나타내기 위해서 우리는 EP flux의 벡터를 $(Ps/P)^{0.85}\,[F^{\phi}/a\pi\,,\, F^{z}/3\times10^{5}\,]$로 재조정하였다. Ps 와 P는 표면 대기압과 기압을 의미한다. 파동 에너지의 source 및 sink 는 Ep flux의 발산 ($\nabla \cdot F$; EPD)로 나타낼 수 있고 EPD는 $\rho_0 a\cos\phi$로 정규화 시켰다.

$$\nabla \cdot F = \frac{1}{a\cos\phi}(F^{\phi}\cos\phi)_{\phi} + F^{z}$$

EPD의 발산 및 수렴 지역은 행성파의 source 및 sink 지역을 나타낸다. EP flux와 EPD와 더불어, 우리는 준-지균 잠재와도의 남북방향 경사 (meridional gradient of quasi-geostrophic potential vorticity; QGPV; $\overline{q_y}$)와 굴절 상수(n^2)를 계산 하였다.

$$\overline{q_y} = 2\Omega\cos\phi - \left(\frac{(\overline{u}\cos\phi)_{\phi}}{a\cos\phi}\right)_{\phi} - \frac{a}{\rho_0}\left(\frac{\rho_0 f^2}{N^2}\overline{u}_z\right)_z$$

$$n^2 = \frac{\overline{q}_y}{a(\overline{u}-c)} - \frac{s^2}{a^2\cos^2\phi} - \frac{f^2}{4N^2H^2}$$

$\Omega\,, N, c, s,$ and H 는 각각 지구 자전률, 부력 주파수, Q6DW의 위상 속도, 동서 파수, 높이 척도이다. n^2 가 음수인 지역은 파동이 전파 될 수 없다. $\overline{q_y}$가 음수인 지역은 경압 및 순압 불안정성이 일어나는 조건이고 이는 평균 흐름의 수평 및 수직 곡률에 따라 나타난다 (Matsuno, 1970).

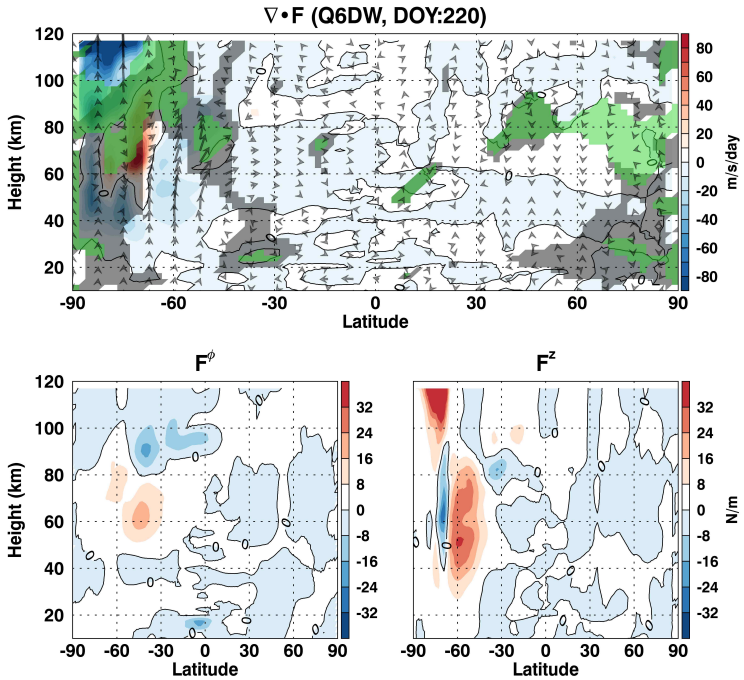


그림 3.1.13 DOY 220 (위쪽 그림) Q6DW에 대한 Eliassen-Palm (EP) flux의 발산과 $\overline{q_y} < 0$ (초록색 음영), $n^2 < 0$ (회색 음영), EP flux의 벡터 (검정 화살표). (아래쪽 그림) EP flux의 남북 및 수직 방향 값

KOPRI 극지연구소

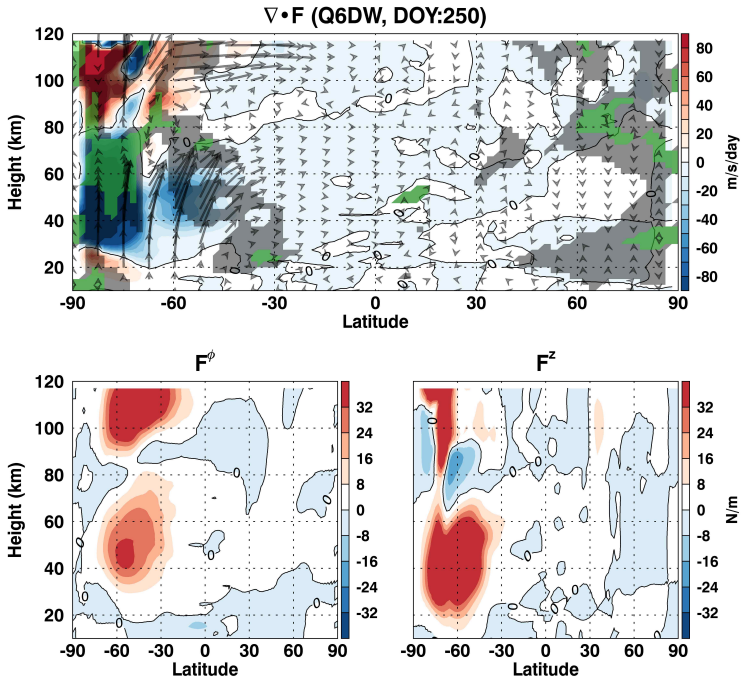


그림 3.1.14 그림 3.1.13과 같지만 DOY 250일에 대한 값이다.

그림 3.1.13과 3.1.14는 Q6DW에 대한 EPD와 $\overline{q_y}<0$ 인 지역, $n^2<0$ 인 지역 및 EP flux를 DOY 220일과 250일에 대해 보여주고 있다 (SSW 중심 날짜 전과 중심 날짜). 그림 3.1.13과 3.1.14에서의 아래쪽 그림들은 EP flux의 남북방향 성분과 수직 성분을 나타낸다. SSW가 일어나기 전 (그림 3.1.13), EP flux는 60°S와 고도 40-80 km 사이에서 나타난다. 하지만 이러한 flux들은 $n^2<0$ 인 지역에 의해 막혀 적도지역 MLT 까지는 전파되지 못한다. DOY 250일인 경우, EP flux는 다시 고위도 성층권 지역에 나타나고 여전히 $n^2<0$ 인 지역에 의해 막혀있지만 EP flux의 남북 방향 및 수직 성분의 세기는 상대적으로 DOY 220일의 세기보다 강하다. 또한, $\overline{q_y}$ 가 음수인 지역이 남반구 고위도 성층권과 중간지역으로 내려옴에 따라 경압 및 순압 불안정성 지역과 연관이 되어있는 EP flux의 발산 지역 (그림 3.1.14 상단 그림에서 빨간색 음영 지역)이 남반구 고위도 중간권계면 부근에서 나타난다. 그에 따라 EP flux는 고위도 중간권 지역에서 생성되어 적도 지역까지 전파가 된다. EP flux의 북쪽 방향 성분이 남반구에서 강해져 있는 모습을 볼 수 있고 이는 북반구까지 확장되어 있는 모습이다. 따라서, 우리는 Tirupati 유성레이더에서 관측된 Q6DW는 남반구 고위도 중간권계면 지역에서부터 나온 파동이라고 주장할 수 있다. 성층권까지만 재분석 자료를 쓴 물리적 모델에서 MLT 지역에서 관측된 행성파의 활동이 남반구 고위도의

Q6DW 발생 위치부터 북반구 열대 지역까지 연결되어있다는 점이 놀라운 사실이라고 할 수 있다.

다. 결론

2019년 9월 초 남반구에서 아주 강한 SSW가 이례적으로 나타났다. MERRA-2 재분석 자료와 WMO의 정의에 따르면 이번 2019 SSW는 displacement type of minor SSW라 분류할 수 있지만, 온도의 증가율은 2002년 major SSW 보다도 더 큰 값을 가진다는 점을 알아야한다.

Aura/MLS로 관측한 온도자료에서 동서 평균 온도는 2019 SSW의 중심 날짜 이전에 남반구 극지역 성층권과 중간권에서 각각 상승 및 하강하였다. 또한, 온도의 경도별 비대칭성이 고위도 성층권 지역에서는 관측되었지만 고위도 중간권 지역에서는 이러한 비대칭성이 완화되는 모습을 보였다. 추가적으로, 중간권 열대 지역에서는 온도의 증가가 관측되었다.

두 개의 남극 유성레이더 (Davis와 KSS)에서 관측한 수평바람은 SSW의 중심 날짜 이전에 중간권 고도에서 서풍이 역전되는 모습을 보였고 이와 더불어 남북 방향의 바람은 북풍에서 남풍으로 바뀌는 모습을 보였다. 준 10일 주기의 파동 (Q10DW)는 Davis 및 KSS의 MLT 지역에서 중심 날짜 이전에 지배적으로 나타나는 모습을 보였다. 하지만, 북반구 열대지역인 Tirupati 유성레이더의 경우 준 6일 주기의 파동 (Q6DW)이 SSW 중심 날짜 이후에 관측이 되었고 이 파동은 Aura/MLS의 지위고도에서도 동일한 지역 및 고도에서 나타났다.

Q6DW의 가능성 있는 발생 지역과 전파과정을 알아보기 위해 우리는 MERRA-2 재분석자료를 이용한 SD-WACCM을 사용하였다. 시뮬레이션 결과는 중간권 지역에서 고위도부터 적도까지 심지어 북반구 지위도까지 SSW의 중심 날짜 이후 서쪽으로 점파하는 Q6DW의 세기가 증가했다는 점을 명확하게 보여줬다. 또한 시뮬레이션 결과는 경압 및 순압 불안정과 관련된 EP flux의 발생 지역이 남분구 고위도 중간권 지역에서 발생이 되었으며 이에 따라 EP flux가 남반구 적도 중간권 지역으로 전파될 수 있다는 점을 보여줬다. 그러므로, 우리는 Tirupati 유성레이더와 Aura/MLS에서 관측한 Q6DW가 남반구 고위도 지역에서 생성되어 적도지역까지 전파되었다고 주장한다. 결과적으로, 관측 및 시뮬레이션 결과는 2019년 남반구 SSW가 고위도 MLT 지역 뿐 아니라 저위도 MLT 지역까지 Q6DW를 통해 영향을 미쳤다는 점을 분명하게 말하고 있다.

4. SSW 에 관한 공동 연구들

본 과제에서 분석한 세종기지 유성레이다 바람 자료를 타 지역의 자료들과 비교하는 공동 연구를 수행하였다.

먼저 타 서브오로라 지역 중간권 특성을 이해하기 위해 북반구 2017년 SSW와 남반구 2010년 SSW 사례를 조사하였다. 2017 minor SSW 이벤트 발생 3일전 저위도 Fuke(19.5°N)에 설치된 레이더 관측에서 zonal wind 역전이 관측되었다. 또한 북반구 2017 SSW 시기에 저위도 중간권 바람에 장주기 행성파의 관측되어 분석하는 논문을 공동으로 발표하였다.

(J. Atmos. Solar_Terr. Physics, 207, doi.org/10.1016/j.jastp.2020.105352, 공저)

남반구 2010년 SSW 시기에서는 고위도와 저위도 중간권 온도의 역상관 관계 발견하였다. 이런 역상관 관계를 일본의 GAIA 모델 시뮬레이션을 확인하여, 이에 관한 논문을 공동으로 발표하였다.

(Atmos. Sci. Lett., doi.org/10/1002/asl.1010, 공저)

KOPRI 극지연구소

제 2 절 성과 목표 : 서브오로라 대의 오로라 영향 추출 고층대기 통계분석

1. 서브오로라 환에 대한 전천카메라 자료 분석 연구

(JGR 124, doi.org/10.1029/2019JA027321, 주저자)

극지연구소는 1989년부터 남극 킹조지섬(geo; 62.2°S, 58.8°W/mag; 50.2°S)에 KSS를 운영하고 있다. 이 기지는 지자기적으로 중간 위도 위치에 있기 때문에 일반적으로 지자기적으로 조용한 조건에서 오로라 활동이 없고 GPS 신호의 위상 섬광이 매우 드물게 나타난다. KSS의 ASI는 주로 남극 반도의 중간권과 열권하부에 발생하는 중량파를 조사하기 위해 2008년부터 운영되고 있다. ASI는 필터를 사용하여 4개의 대기광에서 이미지를 얻는다. 방출선: O2, OH, O(557.7nm) 및 O(630.0nm). 2015년 3월 17일 폭풍 동안 오로라 확산

및 SAR 아크는 630.0nm 방출선을 사용하여 화상 관측되었다. 이미징 노출 시간은 150초이고, 관측 주기는 다른 방출선과 암흑을 포함하기 위해 약 5분이었다. ASI의 관측 일정은 빛에 의한 방해를 피하기 위해 태양과 달의 위치에 따라 다르다. 이 SAR 아크의 경우 ASI 관측은 3월 18일 01:06 UT에 시작되어, ASI의 예상치 못한 오작동으로 인해 UT 03:07에 종료되었다. 일반적으로 630.0nm 대기광 방출은 250km 부근의 고도에서 가장 강하지만 SAR 아크는 400km에서 발생한다(Roach & Roach, 1963). 따라서 KSS 상공에서 이 SAR 아크의 공간적 특성을 조사하기 위해 ASI 영상을 고도 400km의 지리 맵에 투영하였다.

전리층 변화를 평가하기 위해 우리는 GPS 모니터링 스테이션의 소규모 네트워크에서 만든 총 전자량(TEC) 관측치를 사용했다. 구체적으로 우리는 KSS 사이트 남쪽의 5개 스테이션을 사용했다. Pi et al. (1997)에 의해 기술된 바와 같이 전리층 불규칙성을 모니터링하기 위해 TEC 비율(ROT) 및 TEC 지수 비율(ROTI)을 계산하는 데 앙각이 20°보다 큰 STEC(Slant Total Electron Content) 값을 사용하였다:

$$ROT = \frac{STEC_k^i - STEC_{k-1}^i}{t_k - t_{k-1}} \quad (1)$$

$$ROTI = \sqrt{< ROT^2 > - < ROT >^2} \quad (2)$$

여기서 i와 k는 각각 GPS 위성과 시간 단계에 대한 인덱스이다. STEC, ROT 및 ROTI 값은 30초마다 계산된다. ROTI 값은 5분 진행 창 내에서 ROT의 표준 편차로 도출되었다. GPS TEC 데이터의 표준 관행과 마찬가지로 TEC 패턴을 고도 350km의 평면에 투사했다. SAR 아크의 북반구 대응물은 KSS의 자기공액점(geo; 42.6°N, 71.4°W/mag; 52.5°N)에 가까운 MHS에서 관측한 ASI 이미지를 사용하여 조사되었다. 또한, Swarm 및 DMSP(Defense Meteorological Satellite Program) 위성의 데이터 세트를 활용하여 상부 전리층에서 전자 온도 및 고에너지 입자의 강하를 검사하였다.

가. 결과

(1) 지자기 활동

그림 3.2.1은 2015년 3월 16~18일의 태양풍 및 지자기 활동 지수를 나타낸다. 그림

3.2.1a에서 행성간 자기장의 구성 요소별로, Bx 와 By는 수 나노테슬라의 전형적인 변화를 보인 반면, Bz는는 3월 16일에 북쪽으로 향했다. Bz 성분이 급격히 증가하여 남쪽으로 향했다가, 3월 17일 06 UT 경에 UT 10 경에 북쪽으로 돌아왔다가, 다시 Bz는 ~12 UT에서 남쪽으로 향했고 3월 18일 03 UT(KSS 현지 자정)까지 남쪽에 머물렀다. 그림 3.2.1b에서 SYM H 및 Kp 지수는 3월 17일 06 UT까지 일반적으로 조용한 조건을 보였다. 폭풍의 갑작스런 시작에 해당하는 SYM-H 지수의 급격한 증가가 발생했다가, 폭풍이 갑자기 시작된 직후 지자기 폭풍의 주요 단계로 SYM-H 지수는 마이너스로 바뀌어 첫 번째 폭풍을 나타낸다. 두 번째 주요 단계는 3월 17일 ~12 UT에 시작되었으며 SYM H 지수는 3월 17일 22:47에 최소 -234 nT에 도달했다. Kp 지수는 3월 17일 ~03 UT, 두 번째 주요 단계 동안 ~8의 높은 값을 유지했다. 그림 3.2.1c에서 auroral electrojet(AE) 지수도 3월 16일 ~06 UT를 제외하고는 매우 낮은 값을 보였으며, 이후 첫 번째 주요 단계에서 ~1,000nT, 두 번째 주요 단계에서 2,000nT를 초과했다. 두 번째 주요 단계 후 회복 단계가 시작되어 며칠 동안 지속되었다. 복구 단계에서 AE 지수는 여전히 수백 나노테슬라의 활성 상태를 보여주었고 Kp 값은 >4 이상 이었다.

KOPRI
극지연구소

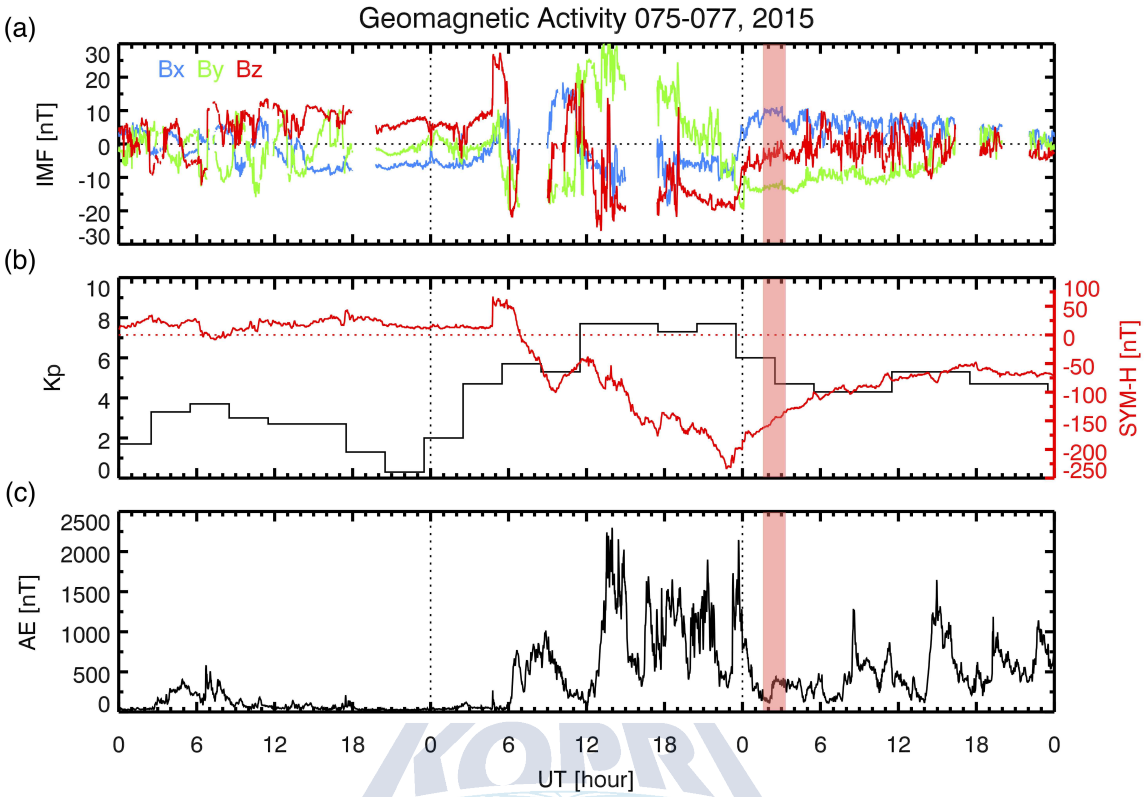


그림 3.2.1 성 패트릭의 날 폭풍 동안 OMNI 웹 서비스의 지자기 활동 지표. (a) 세 가지 다른 색상은 각각 행성간 자기장(IMF)의 세 가지 구성 요소를 나타냄. (b) Kp 및 SYM-H 지수는 각각 검은색과 빨간색 선으로 표시함. (c) 검은색 선은 오로라 일렉트로젯(AE) 지수를 나타냄. 더 레드 음영은 세종기지에서 관측된 SAR 아크의 기간을 나타냄.

그림 3.2.1의 빨간색 음영은 KSS에서 SAR 아크가 관측된 기간, 즉 폭풍의 회복 단계이다. Takagiet al. (2018) 과 이전 연구에 따르면 SAR 아크는 일반적으로 지자기 폭풍의 회복 단계에서 형성된다. 그러나 Mendillo et al. (2016)에서 지적한 바와 같이 개선된 검출기 기능은 SAR 아크가 확산 오로라에 더 가깝게 관측될 수 있음을 보여주므로 폭풍에서 훨씬 더 일찍, 특히 주요 단계 시작 중에 관측할 수 있다. AE 지수는 3월 18일 00:00 UT 이후에 감소한 반면, 오로라 활동은 이미 KSS 지역 근처로 확장되었다. KSS가 야간 구간에 진입하였을 때 오로라 630.0nm 방출이 실제로 KSS를 통해 관측되었다. Diffuse aurora는 01:12 UT에 KSS/ASI에 의해 남쪽 방향에서 보이기 시작하여 KSS의 전천 시야 대부분을 덮었다. SAR 아크는 UT 01:39에 KSS를 통해 나타났다. 시간이 지남에 따라, SAR 아크 모양은 특정 L-값 라인을 따라 구역적으로 연장되었고 ASI 이미지에서 점점

더 뚜렷해졌다. 불행히도 ASI의 예기치 않은 오작동으로 관측이 종료된 UT 03:07까지 오로라 활동은 꾸준히 지속되었다.

MHS에서 관측한 이미지에서는 확장된 확산 오로라 활동과 SAR 아크는 KSS보다 더 오래 지속되었다. 그 증거로 확산 오로라와 SAR 아크는 MHS에서 약 06 UT 까지 관측되었다. MHS 위의 SAR 아크는 KSS보다 일찍 등장하기 시작했다. SAR 아크는 MHS/ASI가 UT 00:06에 관측을 시작했을 때 이미 존재했다. 북반구 SAR 아크는 위도가 다소 넓고 Mendillo et al (2016)이 분류한 SAR 아크 유형 중 하나인 다중성 패턴을 보였다. 희미해지기는 했지만 관측이 끝날 때인 UT 09:47까지 지속되었다. 남쪽 SAR 아크는 북쪽보다 약 1.5시간 이상 늦게 나타나기 시작했다는 것은 주목할 가치가 있다. 게다가, 남쪽 SAR 아크는 북쪽보다 더 얇고 단순했다.

그림 3.2.2a와 3.2.2c는 각각 UT 약 02:00에 거의 동시에 촬영한 KSS와 MHS의 원본 630.0nm ASI 이미지를 보여준다. 두 ASI 이미지에서 확산 오로라는 극 방향으로 명확하게 보인다. 즉, KSS에서 남쪽, MHS에서 북쪽 방향이다. 두 기지에서 모두 SAR 아크의 동서 방향으로 확장된 모양은 적도 방향에서 명확하게 보이고 확산된 오로라와 상당히 분리되어 있다. 그림 3.2.2b와 3.2.2d는 400km 고도 평면의 각 관측소에 투사된 ASI 이미지이며, L-값 선은 흰색으로 표시되어 있다. 그림 3.2.2b의 노란색 별은 KSS의 천정을 나타내고, 실선 점과 그림 3.2.2d의 별표는 각각 MHS의 정점과 KSS의 지자기 공액점을 나타낸다. 그림 3.2.2b에 보이는 확산 오로라는 투영된 평면의 남쪽 모서리로 확장되어 있는데, 이곳은 GPS 수신기 네트워크가 위치한 남극 반도에 해당한다. 확산 오로라의 630.0nm 방출이 고도 ~250km에서 나오기 때문에, 확산 오로라 경계가 투영된 평면에 표시된 것보다 실제로 KSS에 더 가깝다. 뚜렷한 SAR 아크 모양이 북동쪽에서 남서 방향 - 오로라 경계의 적도 방향에서 잘 보인다. SAR 아크의 북동쪽은 2.5 L-값 선 잘 일치하는 반면, SAR 아크의 남서쪽은 2.5 L-값 선에서 ~0.15 L 값만큼 더 높은 지자기 위도 쪽으로 벗어나 있다. 이런 SAR 아크의 유사한 모양은 MHS 투사 이미지에서 볼 수 있다.

그림 3.2.3c는 고도 ~520km 의 B 위성에 의해 기록된 전자 온도(검은색 선) 및 전자 밀도(빨간색 선)를 나타낸다. Swarm B는 SAR 아크 기간 동안 ASI 관측 범위의 서쪽, 즉 90°W에 가깝게 통과했다. 남반구에서 관측된 SAR 아크 위도 주변에서 전자 온도는 분명히 4,000°K. 까지 증가했다. 이것은 원자 산소 630.0nm를 여기시키기에 충분히 높다. 전자 밀도는 반대로 SAR 아크 영역에서 감소했다. 북반구에서는 전자 온도의 증가와 전자 밀도의 감소가 더 극적이다. 전자밀도는 03:24 UT(또는 3.39 UT) 에서 최소값의 2배 정도로 증가했다. 공액점의 ASI 이미지를 위성 측정과 비교하여, 우리는 처음으로 SAR 아크의 다른 모양이, 전자 온도 증가 또는 전자밀도 증가, 둘 중 하나 또는 둘 다의 변화로 인해 발생할 수 있음을 문서화하였다. 전반적으로 DMSP와 Swarm B의 측정값은 2개의 공액점

에서 관측된 밝은 630.0nm 아크 특징은 고전적인 SAR 아크 현상임을 확인하였다. 즉, SAR 아크는 가열된 전리층 전자에 의해 유발된 열적으로 여기된 원자 산소로부터의 방출이지, 입자 강하로 인한 것이 아님을 확인하였다.

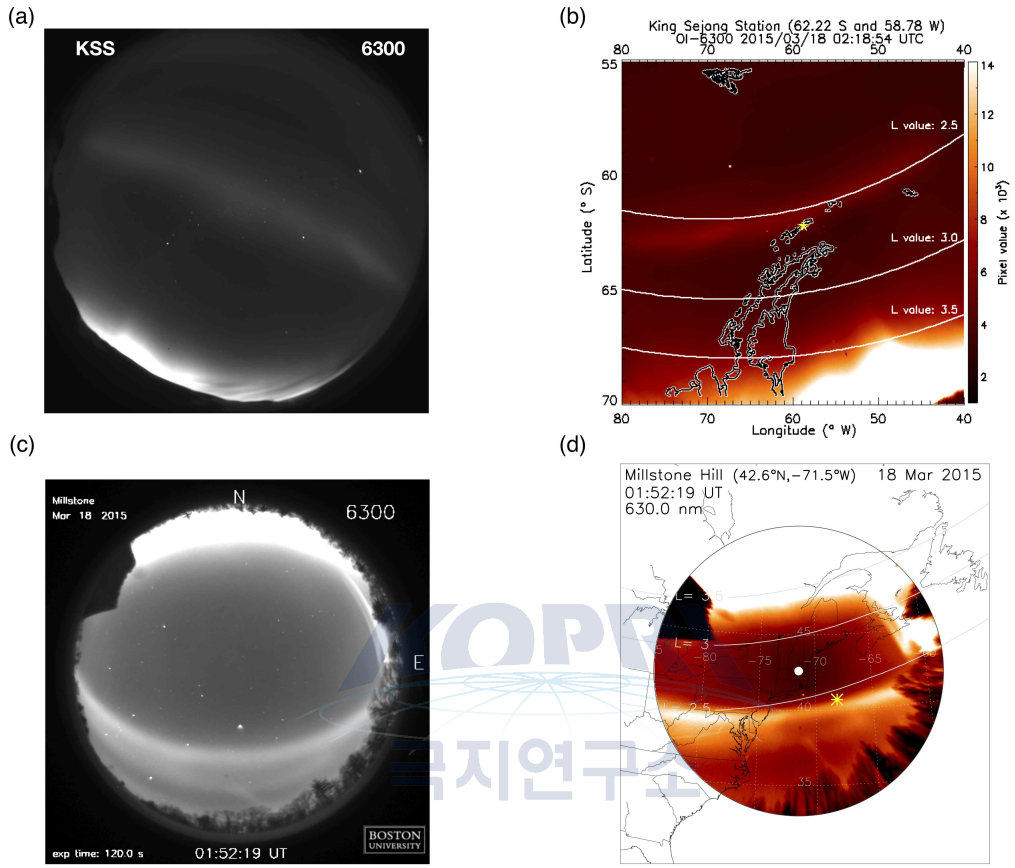


그림 3.2.2 세종과학기지(KSS)와 밀스톤 힐(MHS)에서 관측된 원자 산소 630.0nm 방출의 원본 이미지 (a 및 c). (b 및 d) SAR 아크가 400km 고도 (예상 발생고도)에 투영된 이미지. 흰색으로 갈수록 밝은 색상은 더 밝은 630.0nm 방출을 나타냄. (b)의 노란색 별 기호는 KSS를 나타냄. (d)의 흰색 점과 노란색 별표는 각각 MHS의 천정과 KSS의 공액점을 나타냄. 세 개의 흰색 선은 고도 조정 보정 지자기 좌표를 사용하여 계산된 400km 고도에서 각각 2.5, 3.0 및 3.5 L 값 선을 나타냄.

(2) SAR 아크에 대한 전리권 반응

SAR 아크 기간 동안 2개의 GPS 위성(지정된 PRN 3 및 PRN 20)의 전리층 피어싱 포인트가(IPP) KSS지역을 통과하였다. 그림 3.2.4는 5개의 GPS 수신기에 대한 전리층 교차점/관통 지점을 따라 수직 TEC(VTEC) 및 ROTI 값과 관측된 광학 방출을 비교한다. 그림 3.2.4a 및 3.2.4c는 SAR 아크(PRN 3)를 교차하는 동안 관찰한 결과를 보여준다. 그림

3.2.4b 및 3.2.4d는 확산 오로라 경계(PRN 20)를 가로지르는 동안 획득된 데이터를 보여준다. 각 패널의 상단 라인 플롯은 5개의 트랙을 따라 OI 630.0nm 밝기(오른쪽 축 단위)의 상대 값을 나타낸다. 그림 3.2.4a 및 3.2.4b에서 630.0nm 밝기 값이 위성이 SAR 아크와 확산 오로라 경계를 각각 교차하는 동안 극적인 증가를 보여준다. 두 경우 모두 VTEC는 특징적으로 그림 3.2.4a 및 3.2.4b의 아래쪽 선으로 표시된 낮은 야간 값을 가진다. 그러나 PRN 20의 광선 경로의 IPP가 그림 3.2.4b의 UT 02:30 근처에 확산 오로라 경계를 교차할 때 VTEC의 약간의 변동이 있음을 알 수 있다. 그러나 PRN 3광선 경로의 IPP가 그림 3.2.4a에 보인 SAR 아크를 지나갈 때, VTEC 관측에서는 변동이 발생하지 않았다.

KOPRI
극지연구소

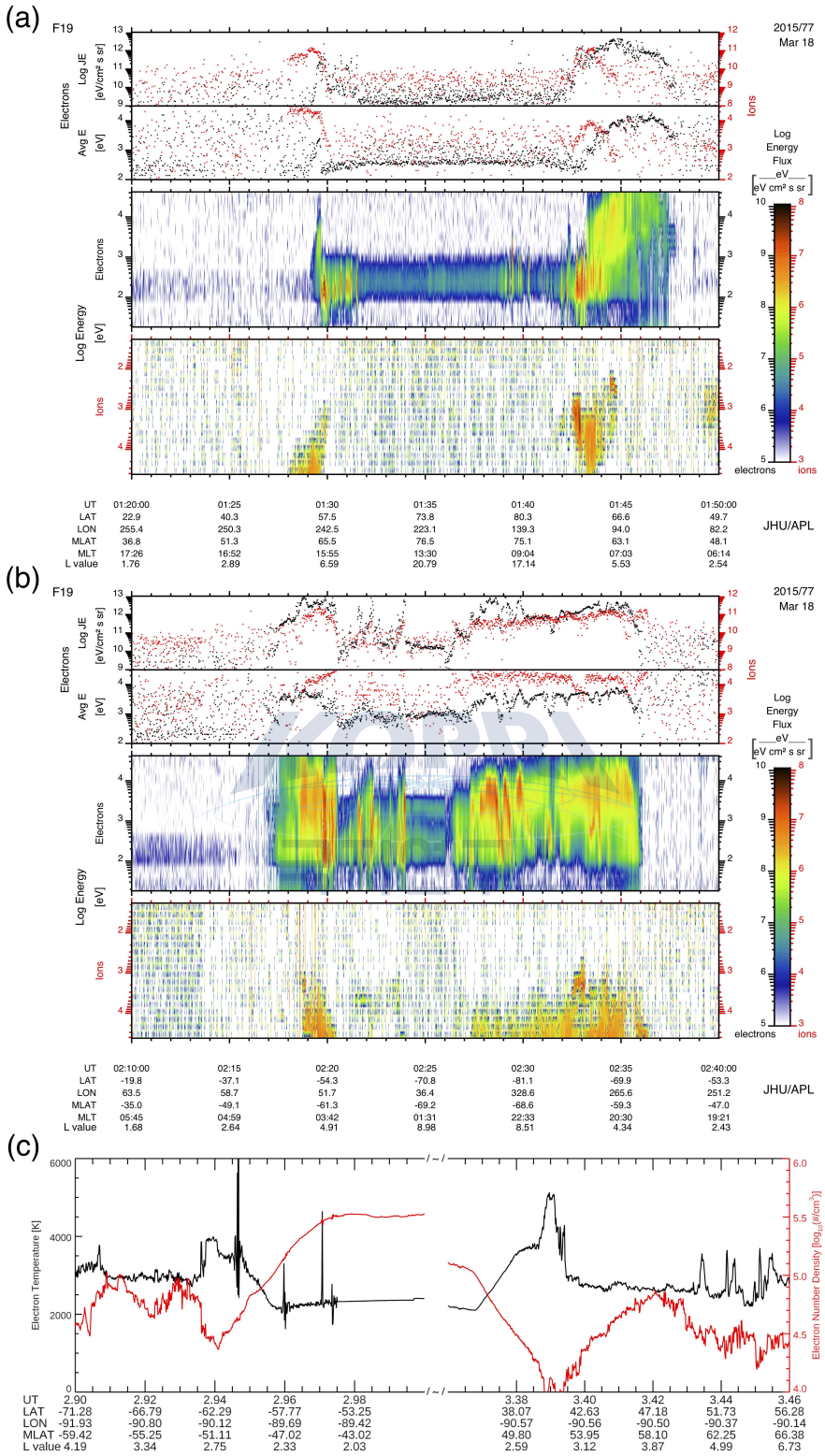


그림 3.2.3 DMSP 위성 F19에 의해 기록된 SAR 아크 기간 동안 에너지 입자 강하. (a) 북반구 및 (b) 남반구. (c) Swarm B 위성으로 측정한 전자 온도(검은색 선) 및 전자 밀도(빨간색 선). 수직 점선(자홍색)은 2.5 L 값을 나타내며, 이는 SAR 아크의 위치임.

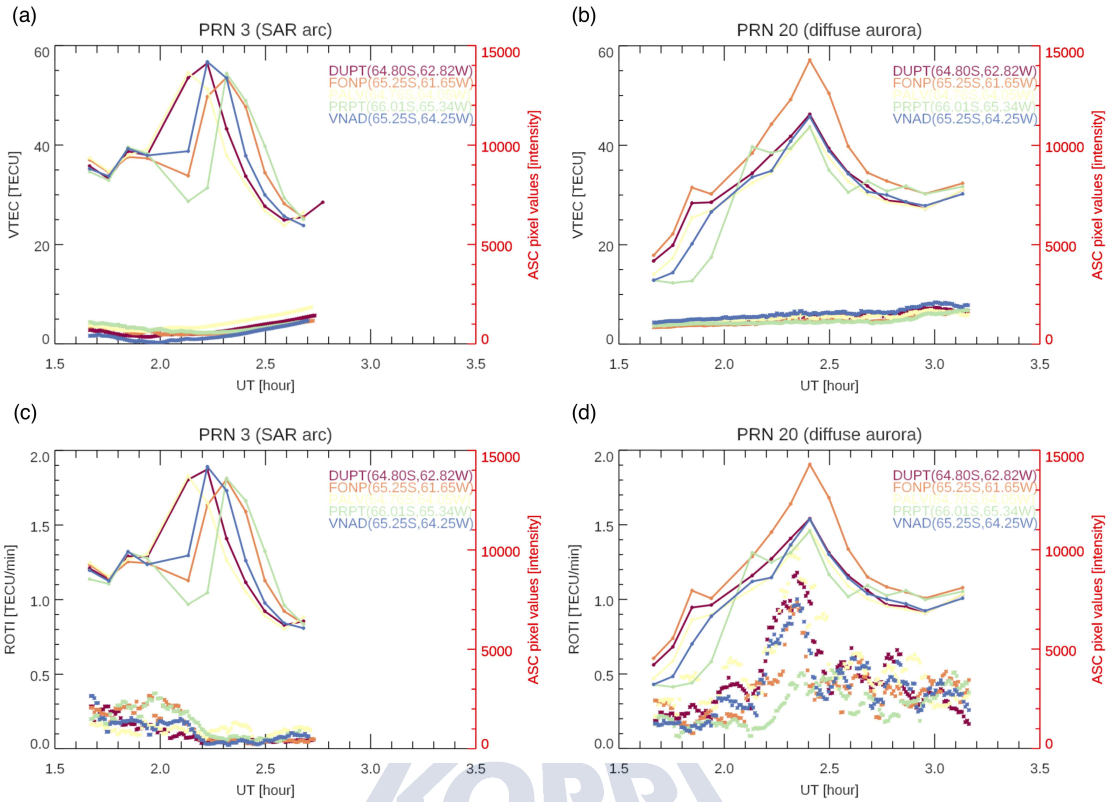


그림 3.2.4 UNAVCO 수신기의 수직 총 전자량(VTEC) 및 총 전자량 지수(ROTI)의 변화율과 세종기지(KSS)에서 관측한 원자 산소 630.0nm 방출 상대적 밝기. (a와 b) VTEC 및 (c 및 d) ROTI는 별표 기호로 표시함. 왼쪽 및 오른쪽 패널은 GPS 위성 PRN 3 및 PRN 20에 대한 것임. 아 위성들은 UNAVCO 수신기와 연결선이 각각 SAR 아크와 확산 오로라를 통과했음. 각 패널의 라인 플롯은 VTEC 또는 ROTI의 전리층 피어싱 포인트에 해당하는 630.0nm 밝기를 나타냄. 5개의 다른 색상은 5개의 UNAVCO 관측소에서 관측을 나타냄.

나. 토론

비정상적으로 밝은 630.0nm 방출은 두 자기 공액 사이트 KSS와 MHS에서 ASI에 의해 동시에 감지되었다.. 강한 확산 오로라와 함께 구역적으로 확장된 밝은 아크가 보였다. 2개의 공액점에서 ASI 기기로 캡처한 밝은 아크는 DMSP와 Swarm 위성 관측에 의해 SAR 아크로 확인된다. SAR 아크는 KSS의 정점에서 잘 형성되었고, 남서쪽을 제외하고는 L = 2.5를 따라 뻗어 있었다. Mendillo, Baumgardner 및 Wroten(2016) 는 지자기 위도에 대해 기울어진 SAR 아크를 포함하여 5가지 유형의 SAR 아크를 제안했으며, SAR 아크의 기울기는 지자기 조건이 크게 교란된 상태에서 내부 자기권 형태의 왜곡으로 인한

것이라고 제안한다(이 성 패트릭의 날 폭풍에서 발생한 것처럼). Mendillo, Baumgardner 및 Wroten (2016)은 또한 기울어진 SAR 아크가 결국 정상 패턴, 즉 특정 경로를 따라 L 값 라인으로 회복된다고 제안했다. 불행하게도 우리의 ASI 관측은 기울어진 SAR 아크가 상수 L-값 라인으로 돌아가거나 그렇지 않은지를 확인하기에는 너무 일찍 끝났다. 한편, MHS에 대한 SAR 아크는 기울어진 패턴뿐만 아니라 그림 3.2.3c에 보인 넓은 골 내에서 이중 전자 밀도 최소값과 관련된 다중 패턴도 보여준다. 두 SAR 아크의 형태적 차이는 두 반구 사이의 계절적 차이와 일치한다. 겨울 밤 동안 전리층의 낮은 전자 밀도는 더 높은 전자 온도를 초래한다 (Martinis et al., 2019). 사건이 3월 춘분에 일어났음에도 불구하고, 북(남)반구는 여전히 겨울(여름)의 "전리층 계절"에 있었다. 그림 3.2.3c의 Swarm 위성에 의해 명확하게 캡처된 것처럼 MHS에 대한 배경 전자 밀도는 KSS보다 낮았고, 전자온도는 KSS보다 높았다. 이 특징은 SAR 아크 출현 시간 및 폭의 반구형 비대칭과 일치한다.

630.0nm 방출은 원자 산소의 준안정 상태인 O(1D)가 바닥 상태, O(3P)로 전이하며 발생한다. O(1D) 상태는 원자 산소의 직접여기와 고에너지 전자(오로라 영역)에 의한 산소 분자의 해리에 의해, 또한 SAR 아크에서 발견되는 열 전자가 산소 원자를 여기시켜 생성된다(예: Schunk & Nagy, 2009). 일반적으로 에너지가 높은 (10^3 - 10^4 eV) 전자가 오로라 영역으로 강하하고, 열 전자는 플라즈마권으로부터의 전도된 열에 의해 제자리에서 생성된다. 오로라 강하의 경우, Kinrade et al. (2012) 은 오로라 경계에서의 입자 강하는 ~10km 규모의 전리층 플라즈마 밀도 불규칙성을 유발할 수 있다고 제안했다. van der Meerenet al. (2015)은 위상 섬광과 오로라 활동과의 관계를 조사했다. 오로라 강하는 원자 산소를 O(1D) 상태로 여기시키기에 충분한 에너지를 가지고 있으며 또한 열권에서 중성 종을 이온화한다. 플라즈마 밀도 분포의 고도로 구조화된 공간적 분포는 고르지 않은 오로라 강수로 인해 심각한 전리층 섬광을 유발할 수 있다. 반면에 열전자는 중성 산소를 이온화할 수 없기 때문에 플라즈마 밀도 증가가 예상되지 않으며, 따라서 630.0nm 방출과 관련하여 중요한 전리층 섬광이 발생하지 않는다. 플라즈마 권계면 위치에 있는 전리권 F층에서, 전리층 전자는 자기장을 따라 쿨롱 충돌하여 산소 원자를 O(1D) 상태로 여기시킴으로서 전도에 의해 가열된다 (Rees & Roble,

1975). KSS에서 557.7nm를 방출하는 오로라 특징이 관측되지 않았다는 사실은 내부 자기권에서 상부 전리권으로의 열전도와 관련된 에너지가 GPS 신호 데이터에서 섬광을 유발할 수 있는 전자 밀도 불규칙성을 유발하기에 불충분하다는 것을 확인한다. 이는 구조화된 방출 패치가 있는 SAR 아크의 드문 경우와 대조된다. Mendillo et al, (2016)은 GPS 위상 변동을 포함하는 증강된 630.0nm 및 557.7nm 방출 영역의 특이한 SAR 아크를 관측한 바 있다. 이들은 환전류 입자의 지구쪽 움직임에 의해 발생한 저 에너지 입자 강하한

결과이다 (Shiokawa et al., 2013).

이 연구에서 우리는 GPS 신호에 대한 ROTI 값, 진폭 및 위상 섬광 지수가 KSS의 ASI가 관측한 SAR 아크 지역에서 증가하지 않았음을 보였다. 또한 양쪽 반구의 SAR 아크 영역 내에서 Swarm 및 DMSP는 에너지 입자의 부재뿐만 아니라 전자 밀도의 감소와 전저온도의 증가를 확인한다. 하지만, Basu(1974)와 Aarons(1987)는 위성 비콘 측정으로부터 초단파(VHF) 무선 신호의 진폭 섬광이 (137MHz) SAR 아크 지역에서 발생했음을 보고했다.

GPS 시대 전의 그러한 연구들은 중위도에서 위성 통신을 위한 VHF 신호의 섬광을 보고했는데, 이는 SAR 아크와 연관될 수도 있고 연관되지 않을 수도 있다(Aarons & Allen, 1971; Basu, 1978). ROTI 지수는 킬로미터 규모(또는 그 이상)의 불규칙성으로 인해 발생하는 GPS 위상 변동을 의미하고, GPS 신호의 섬광(S4 인덱스를 통해)은 훨씬 더 작은 규모의 불규칙성(수십에서 수백 미터)으로 인해 발생한다. 보고된 VHF 섬광은 소규모(~1km에서 ~100m) 불규칙성으로 인한 것이므로 (Basu, 1978), GPS 섬광(위상 및 진폭)의 부재는 SAR 아크 영역이 소규모(100m 미만) 영역에서 GPS 신호 (L1: 1575.42MHz, L2: 1227.60MHz)를 방해할 만큼 충분히 심각하지 않다는 것을 암시한다.

우리는 또한 확산 오로라 경계의 ROTI 값이 SS에서 관측된 630.0nm 밝기와 함께 증가했음을 알게 되었다. National Institute of Information and Communication Technology이 제공하는 북미 지역의 ROTI 지도에서도 MHS 이미지의 북쪽 부분의 확산 오로라 영역 근처에서만 ROTI 값의 뚜렷한 증가를 나타냈다. DMSP 데이터도 KSS 및 MHS에서 ASI에 의해 관측된 확산 오로라 영역에서 상당한 에너지 입자 플럭스를 보여주었다. 따라서 우리의 연구는 확산 오로라 영역과 달리 SAR 아크는 입자 강하가 없기 때문에 GPS 섬광을 일으키지 않았음을 보여준다.

다. 본 논문의 결론

우리는 2015년 성 패트릭의 날 우주 폭풍 동안 자기 공액 지점인 KSS와 MHS에서 ASI와 동시에 SAR 아크를 관측했다. 이 때 KSS 및 MHS에 대한 SAR 아크에서 GPS 섬광이나 ROTI가 증가하지 않았음을 주목했다. 대조적으로, ROTI 값은 두 공액 지점의 동반 확산 오로라에서 상당히 증가했다. 이는 고전 이론대로 SAR 아크가 지자기 폭풍 동안 플라즈마 환전류로부터의 전도된 열에 의해 생성됨을 의미한다. 이 고전 이론은 심각한 전리층 플라즈마 밀도 불규칙성을 유발하지 않는 SAR 아크 형성 메커니즘이다. 아크에서 557.7nm 방출이 두 사이트 모두에서 감지되지 않았다는 사실은 저에너지 입자 강하가 아닌 열 전도 생성 메카니즘을 더욱 강화한다. 위성 측정 데이터와 함께 우리의 연구는

관측적으로 SAR 아크 생성의 고전적 메커니즘을 확인하고 이것이 L 대역(1~2GHz)의 GPS 신호 섬광으로 이어지지 않는다는 것을 발견했다. 그러나 다른 연구에서 보고한 바와 같이 SAR 아크는 VHF 대역 (30 - 300MHz)에서 섬광을 유발할 수 있는데, 이는 SAR 아크의 불규칙성의 크기 의존함을 의미한다. 또한 우리 SAR 아크가 북반구와 남반구의 차이를 발견했다: 북반구의 SAR 아크는 더 넓은 위도 범위를 보였고, 겨울에 더 넓은 전리권 중위도 트로프에 배경 전자 밀도의 구조 때문에 다중 구조를 보인다. SAR 아크의 다양한 유형 및 사례에 대해 557.7nm 방출 및 VHF 대 GPS 신호 변동과 관련하여 전리층 불규칙성의 전반적인 패턴을 이해하기 위해서는 추가 연구가 필요하다.

2. 세종기지 상공 중간권 온도와 유성흔 고도 분포 관계 모델 분석 연구 (J. Geophys. Res. 127, doi.org/10.1029/2021JA029812, 주저자)

가. 자료분석

(1) 세종기지 유성 레이다 자료 분석

KOPRI 극지연구소

전천 간섭계 MR은 2007년 3월 KSS에 설치되어 지속적으로 운영되고 있다. KSS MR의 주파수는 33.2MHz이며 MR이 2012년 업그레이드된 이후 최대 전력은 12kW 이다. KSS MR의 송신기는 펄스 반복 주파수가 440Hz인 코드화된 가우시안 펄스에 대해 듀티 사이클이 8.4%이고 최대 관측 가능 거리는 약 300km 이다. 자세한 작동 매개 변수 KSS MR은 Kim et al. (2010) 에 보고되었다. 2012년 송신기 전력을 12kW로 업그레이드하여 KSS MR은 그림 3.2.5a와 같이 계절에 따라 하루에 약 15,000 ~ 40,000개의 저밀도 에코를 감지할 수 있다. 유성 에코의 최대 수는 남반구(SH) 여름에 관찰되며 최소 수는 그림 3.2.5a와 같이 남반구 봄에 발생한다. MPH 및 FWHM은 매일의 가우시안 피팅으로 구할 수 있다. 그림 3.2.5c 및 3.2.5d에 표시된 유성 높이 분포. 가우시안 피팅 곡선과 비교한 유성 높이 분포의 비대칭성은 유성 궤적에서 신호를 후방 산란시키는 효과와 관련이 있다. 높은 고도에서는 상당히 약화된다(C. Lee et al., 2018). 그림 3.2.5는 유성 높이 분포의 분포의 FWHM은 중간권 온도가 상대적으로 높은(~220K) 남반구 겨울에 크고, 온도가 낮은(~170K) 남반구 여름에 작음을 보여준다.

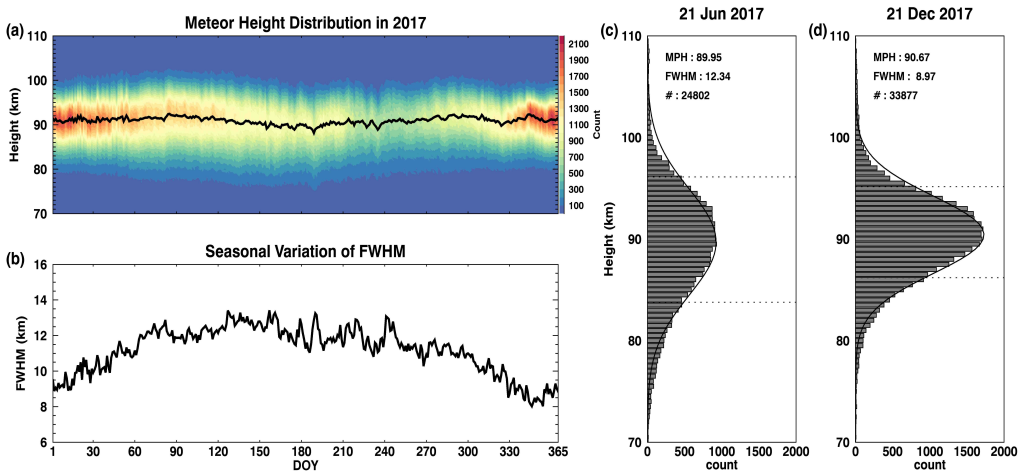


그림 3.2.5 (a) 2017년 일일 유성 높이 분포, 검은 선으로 표시된 유성 최고 높이. 빨간색은 유성 에코의 수가 많음을 나타낸다. (b) 반치폭(FWHM)의 계절적 변화. (c) 2017년 6월 21일 가우스 피팅 라인을 사용한 유성 높이 분포, (d) (c)와 동일하지만 12월 21일의 자료. 가로 점선은 FWHM을 나타낸다.

(2) AURA/MLS 위성 자료 분석

MLS는 NASA의 EOS(Earth Observing System) Aura 위성에 탑재된 4개의 장비 중 하나이다. Aura 위성은 2004년 7월 15일에 발사되어 지구의 대기에 대한 중요한 정보원이 되었으며, 1999년에 발사된 Terra와 2002년에 Aqua도 발사되었다. Aura 위성은 고도 705km에서 궤도 경사각이 98.2°인 태양동기 극궤도. 궤도주기 약 100분이며, 이는 위성이 하루에 지구를 약 14번 자전한다는 의미이다. MLS 마이크로웨이브 사지 사운딩을 활용하여 화학종, 온도, 압력 및 대류권에서 상부 중간권까지의 지오포텐셜 높이(GPH). 이 매개변수 중에서 본 연구는 온도 프로파일을 도출하기 위해 KSS 근처, 즉 KSS에서 반경 ≤ 500km 이내의 MPH에서 온도를 사용하였다.

기하학적 높이는 EOS MLS 버전 4.2x 레벨 2 데이터의 GPH를 사용하여 계산된다. MLS 데이터의 품질 문서를 적용하여 온도를 선택했다(https://mls.jpl.nasa.gov/data/v4-2_data_quality_document.pdf). 즉, 품질 계수가 0.2보다 크고 1.03보다 작은 범위의 261에서 0.001 hPa까지의 GPH 프로파일을 선택했다. MLS는 1일 2회 정도 데이터를 제공하며, 낮과 밤의 데이터를 평균하여 일교차를 사용하였다.

나. 유성 삭마 시뮬레이션

KOPRI 극지연구소

세 가지 주요 방정식은 유성 절제 시뮬레이션을 구성하며 유성체 손실과 관련되있다. 즉, 질량, 운동량 및 에너지 방정식이다 (Brown et al., 2017; Campbell-Brown & Koschny, 2004; Ceplecha et al., 1998). 유성이 지구 대기권에 진입하여 고도 120km 부근에 도달하면 삭마되기 시작한다. 이 과정에서 전하늘 MR에서 보이는 유성궤적에서 전자가 생성되는데, 그 크기는 길이는 약 킬로미터이고 너비는 몇 개의 대기 평균 자유 경로의 수배이다(Baggaley, 2002). 전자 트레일에서 생성된 밀도는 트레일 길이가 훨씬 크기 때문에 일반적으로 전자 선 밀도로 설명된다. 전자선 밀도는 유성체의 질량 손실률에 비례하며 유효 이온화 계수와 관계는 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$\frac{dm}{dt} = -\frac{qm_a v}{\beta} \tag{1}$$

여기서 m은 유성체 질량, q는 전자선 밀도, v는 유성체 속도, m_a 는 삭마 원자의 질량이며 β는 유효 이온화 계수이다(Baggaley, 2002). m_a 는 8.3×10^{-26} kg을 채택하였다 McAuliffe and Christou(2006). 유성체는 조각날 수 있지만 레이더에서 받은 후방 산란 전력은 대부분을 포함하는 반사점 근처의 프레넬 구역 내의 전자선 밀도에 의해 결정된다 (Stober et al., 2011). 유효 이온화 계수는 유성체 속도에 따라 달라지는 증발된 원자에 대한 생성된 전자의 수의 비율을 나타낸다(Jones, 1997). Jones (1997)은 유성체 속도가 35km/s보다 느리고 2차 이온화 또는 재결합이 없을 때

$$\beta = 9.4 \times 10^{-6}(v - v_0)^2 v^{0.8} \tag{2}$$

여기서 v_o는 이온화가 발생하지 않는 유성의 임계 속도이다. 상수 및 임계 속도는 유성체 구성 요소에 따라 달라질 수 있다. 임계 속도로 10km/s를 사용했다(Jones, 1997). Jones(1997)에 따르면 유성체가 30에서 60.5km/s 사이의 속도 범위를 갖는다면, 유효 이온화 계수는 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$\beta = 4.91 \times 10^{-6} v^{2.25} \tag{3}$$

Rogers et al. (2005) 와 Stober et al. (2011)은 두 가지 다른 물리적 프로세스가 전자를 생성한다고 표시했다. 유성 흔적 내: 열 삭마 및 스퍼터링. 시뮬레이션에서는 스퍼터링 프로세스를 무시했다. 이는 고도 120km 이상에서 발생하고 작고(~10μm) 빠른(~70km/s)

운석에서만 중요하기 때문이다(McAuliffe & Christou, 2006). 따라서 열 삭마 (thermal ablation) 공정만을 고려 하면 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$\frac{dm}{dt} = -4Am^{2/3}\rho_m^{-2/3}P_v\sqrt{\frac{m_a}{2\pi k_B T_m}} \quad (4)$$

여기서 A 는 유성체 모양 인자, ρ_m는 유성체의 밀도, P_v는 Pa 단위의 증기압, k_B는 Boltzmann 상수이고 T_m는 유성체 표면의 온도이다. 유성체 표면의 온도는 유성이 대기 중으로 진입함에 따라 급격히 증가한다. 그 결과 표면 온도가 끓는 온도에 도달하여 유성체를 증발시킨다. 증발은 포화 수증기압이 될 때까지 진행된다. 포화 수증기압은 다음의 Clausius-Clapeyron 방정식으로 계산된다.

$$P_v = 10^{C_A - \frac{C_B}{T_m}+1} \quad (5)$$

여기서 C_A 및 C_B 는 운석의 구성 요소에 따라 달라지는 Clausius-Clapeyron 계수이다. 암석 유성체를 가정하여, 본 연구는 C_A 및 C_B 를 각각 13.176 및 24605 K로 채택했다 (McAuliffe & Christou, 2006).

대기 성분과의 충돌과 지구의 중력과은 각각 유성체를 감속 및 가속시킨다. 유성체의 속도는 초당 수십 킬로미터 정도이므로 지구의 영향은 중력 성분이 상당히 작다. Stober et al. (2011) 에 따르면, 총 힘은 다음과 같이 주어진다.

$$m\frac{dv}{dt} = -\frac{C_w A m^{2/3}}{\rho_m^{2/3}}\rho_{\text{air}}v^2 + G\frac{Mm}{(R+h)^2} \quad (6)$$

여기서 Cw 는 항력 계수, ρ_{air}는 중립 대기의 밀도, G는 중력 상수이다. M 과 R은 지구의 질량과 반지름이고, h는 유성의 높이이다. 항력 계수 Cw = 1, 모양 계수는 구형을 가정하여, A =1.21을 사용했다 (Campbell-Brown과 Koschny2004; McKinley, 1961).

유성은 대기와의 충돌, 복사 및 유성체 성분의 증발에 의해 열 에너지를 얻거나 잃을 수 있다 (McAuliffe & Christou, 2006; Stober et al., 2011). 열에너지의 변화율은 다음과 같이 표현될 수 있다.

KOPRI 극지연구소

$$mC\frac{dT_m}{dt} = \frac{\Lambda\rho_{air}v^3}{2}A\left(\frac{m}{\rho_m}\right)^{\frac{2}{3}} - 4\varepsilon\sigma(T_m^4 - T_{air}^4)A\left(\frac{m}{\rho_m}\right)^{\frac{2}{3}} - L\frac{dm}{dt} \quad (7)$$

여기서 C는 유성체의 열용량, T_m는 유성체의 표면 온도, Λ는 열전달 계수, ε는 유성체의 열 방사율, σ는 스테판 볼츠만 상수, L은 증발의 잠열이다. $A\ (m\ /\rho_m)^{2/3}$은 유성체의 유효 면적이다(Campbell-Brown & Koschny, 2004). 왼쪽 항은 열 저장을 나타내고, 오른쪽에서 첫 번째 항은 유성과 대기 사이의 충돌로 인한 에너지, 두 번째 및 세 번째 항은 복사 에너지와 유성의 증발 에너지를 나타낸다. 위 방정식들의 모든 매개변수는 참고 문헌과 함께 표 1에 나열되어 있다.

KOPRI
극지연구소

표 3.2.1 유성 삭마 시뮬레이션의 변수값.

Table 1
Values in the Meteor Ablation Model

Symbol	Definition	Value	Reference
β	Effective ionization coefficient	-	Baggaley (2002)
m	Meteoroid mass	-	-
q	Electron line density	-	-
v	Meteoroid velocity	-	-
m_a	Mean mass of ablated atoms	8.3×10^{-26}kg	Hunten et al. (1980)
v_0	Threshold velocity	10 km/s	Jones (1997)
C_w	Drag coefficient	1.0	Campbell-Brown and Koschny (2004)
A	Meteoroid shape factor	1.21	McKinley (1961)
G	Gravity constant	6.67×10^{-11}Nm^{2}kg^{-2}	-
ρ_m	Meteoroid density	3.4×10^3kg/m^3	Moses (1992)
ρ_{air}	Density of the atmosphere	-	From NRLMSISE-00
M	Mass of the earth	5.97×10^{24}kg	-
R	The earth's radius	6371.0 km	-
h	height of the meteor	-	-
k_B	Boltzmann constant	1.38×10^{-23} J/K	-
T_m	Meteoroid surface temperature	-	-
T_{air}	Temperature of the atmosphere	-	From NRLMSISE-00
P_v	Saturated vapor pressure	Pa unit	-
C_A	Clausius-Clapeyron coefficients	13.176	Podolak et al. (1988)
C_B	Clausius-Clapeyron coefficients	24605 K	Podolak et al. (1988)
Λ	Heat-transfer coefficient	1.0	McAuliffe and Christou (2006)
σ	Stefan Boltzmann's constant	5.67×10^{-8}Wm^{-2}K^{-4}	-
L	Latent heat (T_m < 1800 K)	8.1×10^6J/kg	Moses (1992)
	Latent heat (T_m > 1800 K)	6.7×10^6J/kg	Moses (1992)
ε	Thermal emissivity of meteoroid	1.0	Hunten et al. (1980)
C	Heat capacity of meteoroid	9.6×10^2Jkg^{-1}K^{-1}	Moses (1992)

KOPRI 극지연구소

방정식 1-7에서 유성체 표면 온도, 유성체 질량 및 감속도를 추정할 수 있다. 고도의 함수로 운석의. 방정식 4와 5를 에너지 균형 방정식으로 대입 (공식 7)은 유성체 표면 온도에 대한 초월 방정식을 산출한다. 삭마 과정에서, 유성체가 작고 따라서 등온이기 때문에 열용량 항은 무시할 수 있다. Stober et al. (2011)에 따르면 열용량 항은 다른 항보다 상대적으로 약 1~3배 작다. 즉, 대기 충돌로 인한 에너지는 복사와 증발에 의해 순간적으로 손실될 수 있다. 초월방정식을 수치 반복으로 풀어 1K의 정확도로 표면온도를 유도하였다. 운석의 표면 온도를 식 (1) 에 대입하면 관측된 고도에서 유성체 질량을 계산할 수 있다.

방정식 1에 사용된 전자선 밀도는 수신된 전력의 절대 전력이 유성에 대한 신호 또는 안테나 이득은 다음 관계가 명확하게 알려져 있다(McKinley, 1961).

$$q = B\sqrt{\text{received power} \times \text{range}^3} \quad (8)$$

수신 전력 및 범위(안테나와 유성 사이의 거리)를 적절한 방법으로 알고 있는 경우 보정 계수 B, 식 (8)은 절대 단위의 전자선 밀도를 계산한다. 그러나, KSS MR은 안테나 게인을 제공하지 않기 때문에 수신 전력을 절대 단위로 설정할 수 없다. 따라서 우리는 에코 신호에 대한 수신 전력으로부터 임의의 단위로 조정하여 전자선 밀도를 추정 계수 B = 60을 채택하여 계산된 질량 분포의 범위를 10^{-10} - 10^{-5} kg의 질량 범위를 일치시킬 수 있었다. 이 범위는 MR에 의해 감지된 유성체의 질량 범위로 제안되었다 (Murad & Williams, 2002). Ceplechaet al. (1998)은 레이더 유성체로부터의 질량 범위가 3 × 10^{-9} - 3 × 10^{-6} kg 이라고 언급했다. Mathews et al. (2001)은 레이더 관측이 10^{-14} - 10^{-7} kg 질량 범위를 나타낸다고 보고했다. 또한 A = 60 을 사용하여 시뮬레이션된 유성 높이 분포의 MPH 약 90km를 얻을 수 있었다. 계산된 유성 질량은 방정식 (1)과 (4)에 따라 계수 $B^{1.5}$의 영향을 받는다. 계산된 유성체 질량은 보정 계수에 의해 절대 질량 척도와 다를 수 있지만 로그 질량 분포의 FWHM은 원칙적으로 채택된 불확실성의 영향을 받지 않아야 한다. 왜냐면 계수 B는 모든 운석 질량이 동일한 계수로 크기가 조정되기 때문이다.

식 (4)와 (6)으로부터 유성의 표면온도와 질량을 구하는 과정에서, 삭마가 더 이상 없을 때까지 10^{-2}s의 시간 간격으로 측정된 매개변수에서 역방향으로 dm/dt 및 dv/dt를 고도 120km(입구 높이) 까지 계산하였다. 입구 높이에서의 질량과 속도를 초기 질량과 속도로 간주했다.

삭마 모델을 검증하기 위해, 본 연구는 입구 높이에서 서로 다른 초기 조건 세트로 시뮬레이션을 수행했다. 삭마 프로세스의 시뮬레이션은 질량, 표면 온도 및 전자를 계산한다. 들어오는 유성체가 조건이 채택된 대기와 상호 작용할 때 경로를 따라 선 밀도 DOY 100 2017(2017년 4월 10일)의 NRLMISE-00 모델에서. 그림 3.2.6a의 경우 동일한 진입각(45°) 및 초기 속도(30km/s)이지만 초기 질량이 다르고, 그림 3.2.6b의 경우 1.45 × 10^{-6} kg의 동일한 초기 질량 및 진입각 45°이지만 다른 초기 속도가 시뮬레이션에 사용되었다. 그림 3.2.6c의 경우 시뮬레이션 동일한 초기 질량 1.45 × 10^{-6} kg 및 초기 속도 30 km/s로 실행되었지만 다른 진입각으로 실행되었다. 그림 3.2.6는 진입 높이에서 처음 10km 정도에서 유성체 질량이 거의 변하지 않음을 표시한다. 그런 다음 대기 깊숙이 침투함에 따라 가파르게 감소한다. 이런 변화는 삭마의 시작을 확인해주고, 따라서 120km의 고도를 진입 높

이로 간주할 수 있다. 시뮬레이션에서 계산된 전자선 밀도가 최대가 되는 높이를 MR이 관측한 유성 흔적의 고도로 가정할 수 있다. 레이더는 최대 전자선 밀도에서 유성 에코를 감지할 가능성이 가장 높으며, 이는 제안된 바 있다(Baggaly, 2002). 그림 3.2.6의 시뮬레이션 결과는 초기 질량과 속도가 10배 증가하고 5km/s 증가하면 고도는 3.9km 낮아지고 1.6km 높아진다고 지시한다. 또한 진입 각도가 15° 더 가팔라지면 유성 고도는 1.2km 낮아진다.

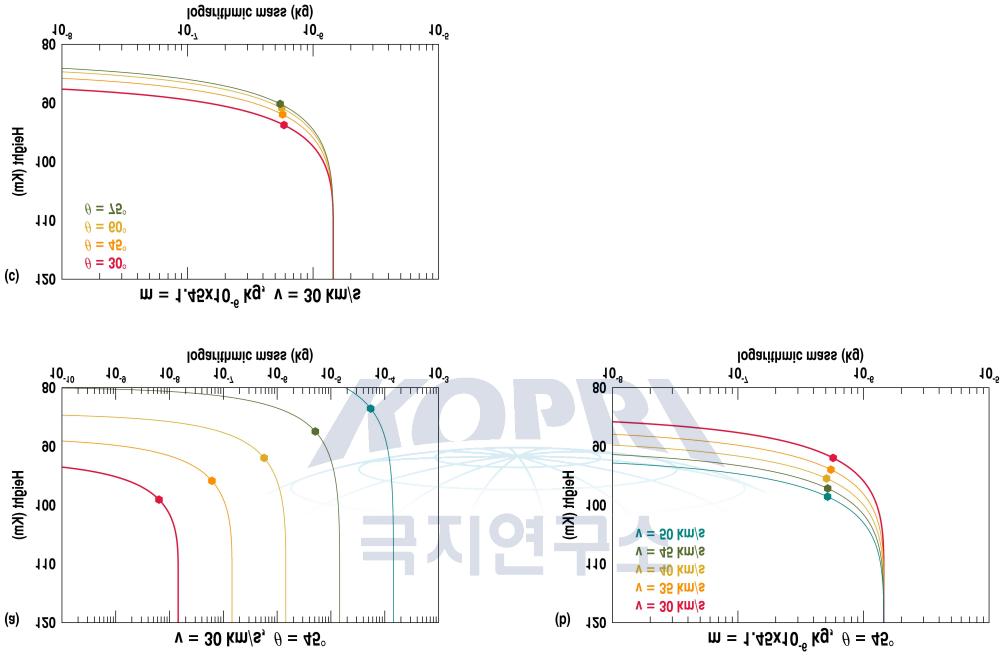


그림 3.2.6 다양한 초기 조건 세트에 대한 시뮬레이션 결과. (a)초기 속도 = 30km/s 및 45° 진입각, 그러나 초기 질량은 다름, (b) 초기 질량 = 1.45 × 10^{-6} kg 및 45 ° 진입 각도이지만 초기 속도, 30 ~ 50 km/s 및 (c) 초기 질량 = 1.45 × 10^{-6} kg 및 초기 속도 = 30 km/s , 그러나 다른 진입각도 30° ~ 75°. 채워진 원은 전자선 밀도가 최대화되는 관찰된 높이를 나타낸다.

실제로 관측된 높이는 최소 감지 가능한 선 밀도에 의해 결정되며, 최대 선 밀도의 높이 위 또는 아래일 수 있다 (Ceplecha et al., 1998; McKinley, 1961). KSS MR에 대해 감지 가능한 최소 라인 밀도에 대한 정보가 없으므로, 최대 선 밀도로 간주하여 최대 밀도 높이(Qmax 높이)는 예측된 유성 높이의 척도이다. 본 연구는 Qmax 높이를 시뮬레이션하여 그림 3.2.7과 같이 DOY 100 에코와 관측된 높이를 비교했다.

관찰된 높이와 Qmax 높이는 DOY 100 에코에 대해 ~0.8km이며, 평균 절대 차이는

3.9 km 이다. 다행히도 1:1 라인에서 겉보기에 큰 산포는 시뮬레이션된 높이 분포의 FWHM를 계산하면 상쇄된다. 이날 시뮬레이션과 관측 FWHM은 각각 12.2km와 11.6km 인데 (그림 3.2.7b), 그 차이가 너무 작아서 중간권 온도에 대한 FWHM 관계를 손상시키지 않는다. 시뮬레이션에서 유성체의 거리가 45° 진입 각도에서 7km의 불확실성을 갖는다면 Qmax 높이는 ~0.5km 차이가 생긴다. 또한 진입각 오차(~6°)의 10% 불확실성은 Qmax 높이에서 ~0.6km 의 차이를 발생시킨다. 거리와 진입각의 불확실성은 이 만큼의 FWHM에 영향을 줄 수 있다. 그러나 FWHM과 중간권 온도 사이의 관계는 여전히 확인할 수 있다.

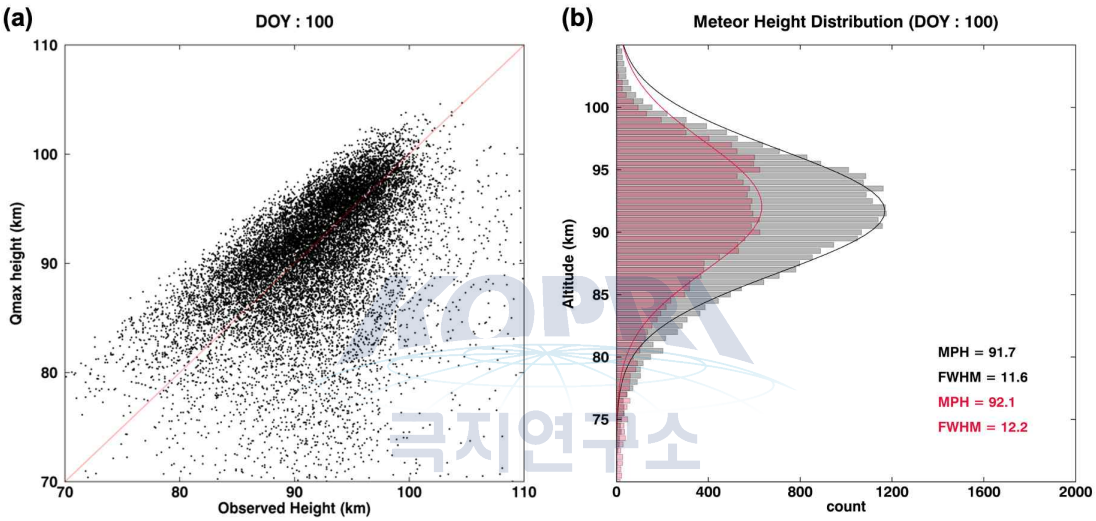


그림 3.2.7 (a) 관측된 유성 높이 대 시뮬레이션된 유성 높이의 산점도(Qmax 높이: 계산된 전자선 밀도가 최대) DOY 100 에코를 사용했음. 빨간색 선은 1:1 선을 나타낸다. (b) 관측된 유성 높이 분포(회색 히스토그램) 와 모의 유성 높이 DOY 100의 분포(빨간색 히스토그램), 가우시안 피팅 선과 겹침.

KSS MR 데이터에 삭마 모델을 적용하면 관측고도에서 유성의 질량분포를 도출할 수 있다. 시간을 거슬러 모델을 계산함으로써 진입고도 120 km에서 질량 분포도 얻을 수 있다. 계산 과정에서 시간별 대기 조건(밀도 및 온도)은 NRLMISE-00 모델에서 다시 채택되었다. 두 분포에서 계산된 질량은 추정치로서, 위에서 설명한대로 전자선 밀도의 보정계수에 의해 절대 질량과 다를 수 있다. 이날 관찰된 총 에코 수는 35,668개였지만, 삭마 모델에 적용된 에코는 17,123개이다. 하나의 MR은 유성의 진입각을 제공할 수 없기 때문에, 본 연구는 특정 방위각에서 관측된 유성이 관측의 천정을 통과했다고 가정했다. 이 유성은 지구 운동의 왼쪽으로 약 70°에 위치한 헬리온 소스에서 나온 것이다 (Taylor &

Elford, 1998). 이 가정 하에서 헬리온 소스에서 다른 지방시에 특정한 방위각으로 들어와 관찰된 에코의 천정각을 진입각으로 간주할 수 있다. 진입각 가정을 타당하게 만들기위해 대부분의 에코가 발생하는 특정 방위각 ±60° 이내의 에코만 선택했다. 헬리온 소스가 유성의 주요 기여자이기 때문에 각 시간 간격(1시간)에서 이 정도 범위로 진입한다. 그림 3.2.8은 2017년 4월 10일 관찰된 높이(회색)와 진입 높이(올리브)에서 유성체 질량의 로그 분포이다. 그림 3.2.8에서 초기(진입 높이) 질량 분포의 중앙값($10^{-6.1}$kg)이 관측된 질량 분포($10^{-6.9}$ kg)보다 약 6.3배 더 무겁다.

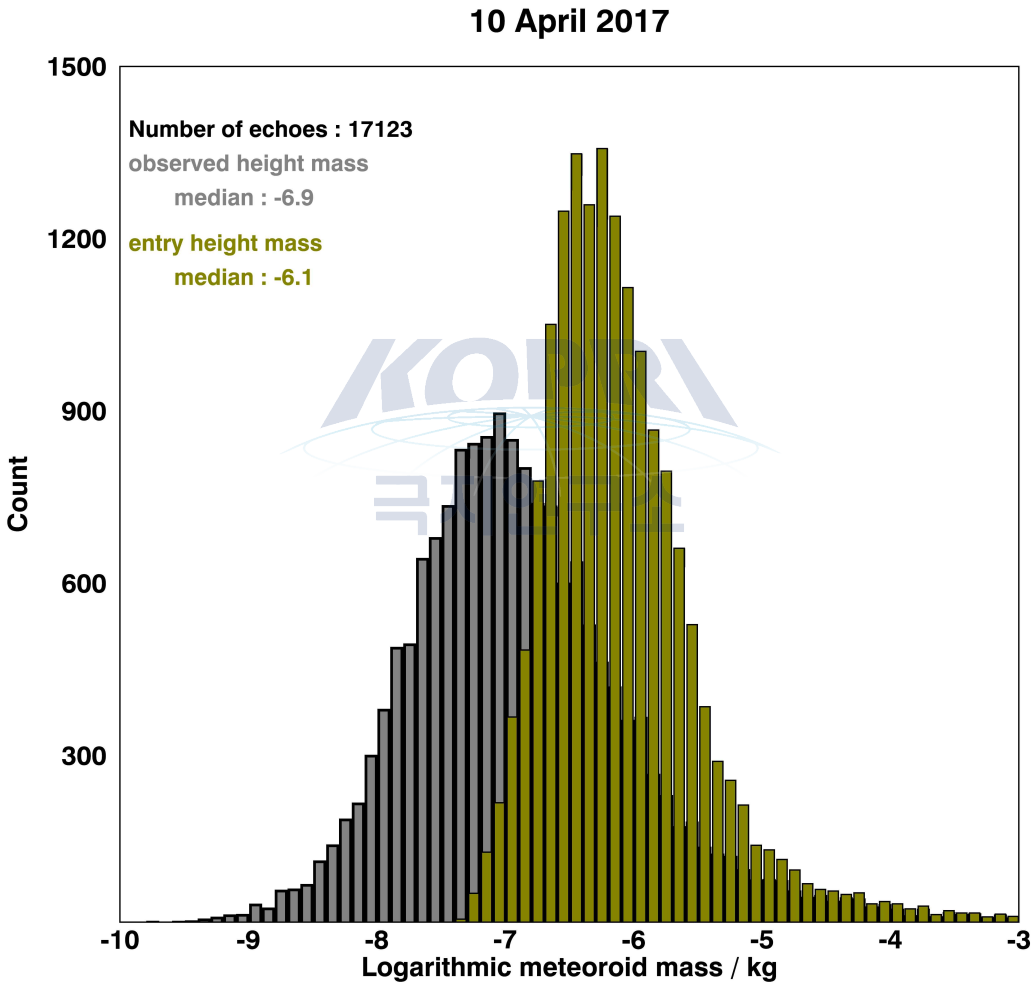


그림 3.2.8 관측된 고도(회색) 및 진입고도에서의 질량 분포 (올리브) 2017년 4월 10일.

유성 높이 분포의 FWHM으로부터 대기 온도를 추정하는 방법을 검증하기 위해 먼저

다른 조건에서 DOY 100(2017년 4월 10일) 유성체 그룹을 사용하여 유성 높이 분포를 시뮬레이션했다. 시뮬레이션은 DOY에서 계산된 초기 질량 분포로 시작되었다. 진입 고도에서 100개의 운석군과 서로 다른 두개의 조건의 대기와의 작용을 거쳤다. 주어진 날에 관찰될 유성 높이 분포를 얻기 위해 각 유성체에서 최대 질량 감소 고도가 시뮬레이션(따라서 흔적을 따라 최대 전자선 밀도)이 기록된다. 기온이 상대적으로 높은 날과 낮은 날을 선택하여 중간권계면 근처에서 시뮬레이션 유성 고도분포를 비교했다. 그림 3.2.9의 왼쪽 패널은 일일 NRLMISE-00 온도 분포를 보여주는데, DOY 123(5월 3일, 빨간색 선) 및 DOY 7(1월 7일, 빨간색 선)의 온도 프로파일 파란색 선)로서, 2017년 DOY 123에서 91km의 온도는 DOY 7보다 약 52K 높다. 그림 3.2.9의 오른쪽 패널에서 두 시뮬레이션 유성 고도분포는 유사한 MPH(~91km)를 갖지만FWHM은 약 3.6km 차이가 난다. DOY 123의 FWHM(91km에서 201K)는 12.3km이고 DOY 7(91km에서 149K)은 8.7km 이다. 따라서 시뮬레이션은 더 높은 중간권 온도가 더 큰 FWHM을 가짐을 보여준다.

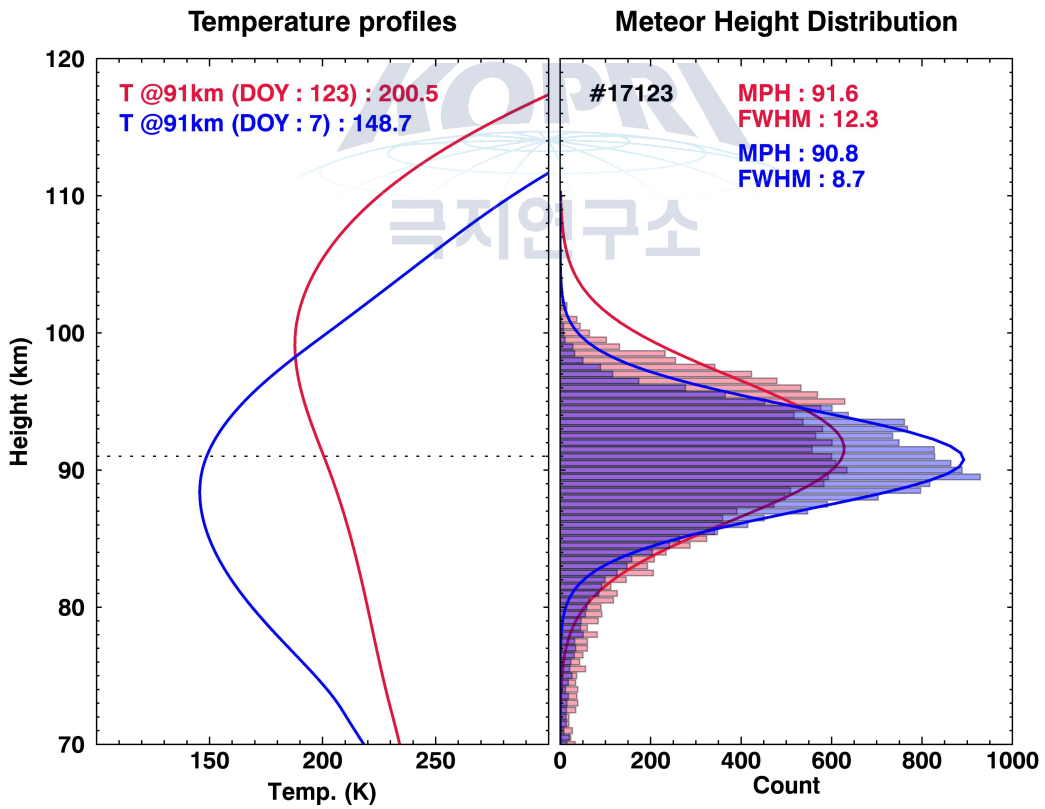


그림 3.2.9 (왼쪽) 2017년 DOY 123(빨간색 선) 및 7(파란색 선)의 일일 NRLMSISE-00 온도 프로파일. MPH(~91km) 점선으로 표시됨. (오른쪽) DOY 123(빨간색 히스토그램) 및 7(파란색)의 모의 유성 높이 분포 히스토그램. 가우시안 피팅 라인과 동일한 유성 분포를 사용함.

간헐적 유성의 속도 분포가 보는 기하각으로 인해 계절에 따라 변하는 것으로 알려져 있기 때문에 (Holdsworth et al., 2008; Younger et al., 2009), 속도 분포가 유성 고도 분포에 미치는 영향을 조사하기 위해 서로 다른 계절에 두 개의 유성체 그룹을 선택했다. 그림 3.2.10은 DOY 100 및 DOY 200에서 각각 측정된 MR 데이터로부터 계산된 초기 속도 및 질량 분포를 보여준다. 일별 초기 질량 분포의 모양은 거의 동일하지만 초기 속도 분포에서 눈에 띄는 차이가 있다. DOY 100의 유성군은 30km/s 부근에서 이중 피크를 가지며 50km/s인 반면, DOY 200 그룹은 35km/s 근처에서 단일 피크를 나타낸다. Campbell-Brown(2008)에 따르면, 고속 유성체는 45 - 70km/s 범위의 Apex 소스에서 발생하는 반면, 헬리온 소스의 유성체 속도는 20~35km/s 이다. 따라서 두 개의 소스, 헬리온과 Apex 소스가 주로 DOY 100에 MR에 의해 관측된 속도 분포를 구성한다(그림 3.2.10a). DOY 200(그림 3.2.10b)에 약 35 - 40km/s의 명백한 스파이크는 약 40km/s의 Southern Delta Aquarids 유성우가 기여한 것으로 보인다 (McKinley, 1961).

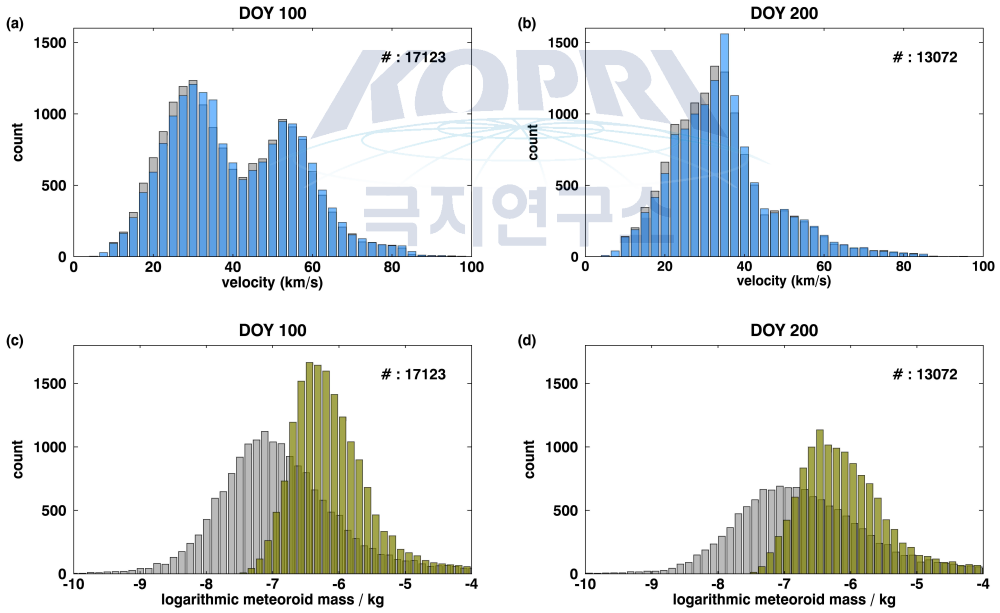


그림 3.2.10 (a 및 b) 각각 DOY 100 및 DOY 200에 대한 초기 속도 분포. (c 및 d) 각각 DOY 100 및 DOY 200에 대한 초기 질량 분포. 에코의 수는 DOY 100 및 DOY 200에 대해 각각 17,123 및 13,072 임. 비교를 위해 관찰된 높이의 분포가 겹쳐져 있음(회색).

DOY 100/DOY 200 유성체 그룹의 초기 속도 및 질량 분포를 삭마 모델에 적용하여 총 12일의 유성고도 분포를 계산하였다 (매월 하루씩, DOY 7, 38, 66, 100, 123, 162, 199,

230, 263, 288, 315 및 348). 이는 4계절에 걸쳐 중간권 온도범위를 포함하도록 선택되었다. MLS와 NRLMISE-00 사이의 90km에서의 온도 변화 및 절대 온도차는 10K 미만이다. 그림 3.2.11a는 MLS(검은색 선)에서 90km 지점의 계절별 온도 변화를 보여주고, 2017년 NRLMSISE-00 온도(빨간색 선)와 차이는 그림 3.2.11b에 나타냈다. 그림 3.2.11에서 선택한 날들의 삭마 모델링의 경우 회색 음영 영역으로 표시되어 있다. 모델 온도는 MLS 온도와 크게 다르지 않기 때문에, 시뮬레이션에 사용된 모델 대기가 합리적으로 실제 대기를 대표한다고 볼 수 있다.

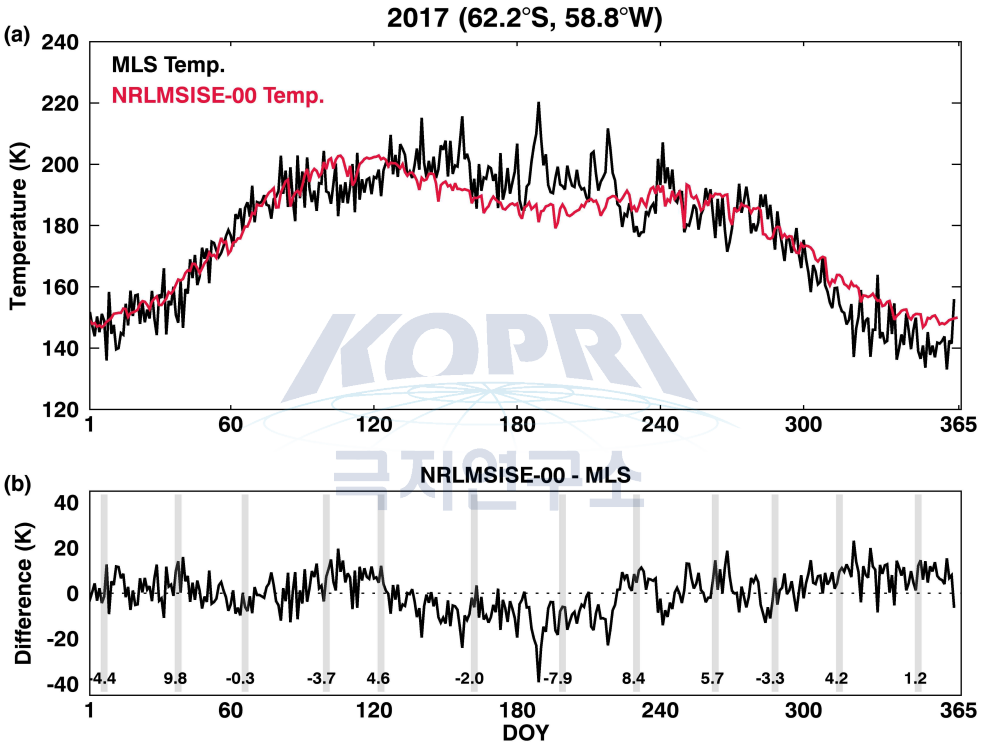


그림 3.2.11 (a) 2017년 MLS(검은색 선) 및 NRLMISE-00(빨간색 선)에서 90km 지점의 온도. (b) NRLMSSE-00 및 MLS 온도. 회색 음영 영역은 DOY 7, 38, 66, 100, 123, 157, 162, 199, 230, 263, 288, 315, 348, 유성 삭마 모델로 선정되었음.

그림 3.2.12는 KSS MR에 의해 관측된 유성 고도 분포의 일별 FWHM의 산점도를 보여준다. 또한 DOY 100 및 200의 유성체 그룹과 유성 고도 분포의 FWHM과 12일 동안 고도 90km의 NRLMSISE-00 온도와의 관계를 보여준다 (빨간색 및 파란색 점).

그림 3.2.12의 DOY 100 및 200에 대한 두 시뮬레이션은 FWHM이 대기 온도에 따라

증가함을 분명히 나타낸다. 특히 DOY 100 시뮬레이션은 관찰된 선형 관계와 거의 완벽하게 일치한다 (기울기: 관측 및 DOY 100 시뮬레이션의 경우 각각 16.64 및 16.69 평균 차이는 0.11km로 매우 작음). DOY 200 시뮬레이션은 관찰된 관계와 크게 다르지만 (기울기 및 평균 차이: DOY 200 그룹의 경우 20.75 및 2.5km) 여전히 FWHM과 대기 온도 사이에 선형 관계를 보여준다.

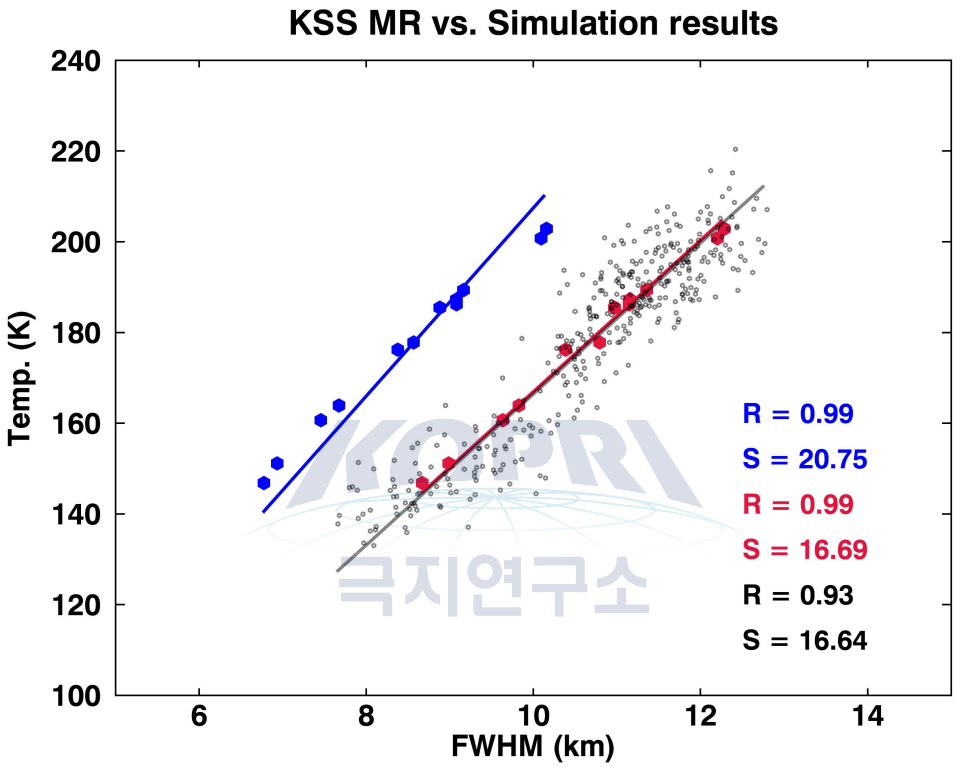


그림 3.2.12 세종기지 유성레이더가 관측한 유성 고도 분포의 FWHM (전치반포)과 고도90km에서 MLS 온도와 관계(회색 점). 유성 삭마 모델로 시뮬레이션한 유성 고도 분포의 FWHM과 고도 90km에서 NRLMSISE-00의 온도 관계 (DOY 100/DOY 200 유성군을 사용; 빨간색/파란색). 특정 날짜(DOY 7, 38, 66, 100, 123, 162, 199, 230, 263, 288, 315 및 348). 상관 계수(R)/기울기(S)는 관측 및 시뮬레이션의 경우 각각 0.92/16.64, 0.99/16.69 및 0.99/20.75 이고, 실선은 회귀선을 나타냄.

그림 3.2.10에 따르면 DOY 200 유성체 그룹에는 고속 유성체(>~40km/s)가 없다. 고속 유성체는 그림 3.2.6b와 같이 높은 고도 지역에서 제거됨을 고려하면, 고속의 부족 유성은 MPH 위의 유성 고도 분포에 영향을 미쳐 주어진 대기온도에 대해 시뮬레이션 고도

분포의 FWHM을 작게 만든다. 이 특성은 속도 분포가 들어오는 유성체의 수는 계절에 따라 반대로 변한다면 (따뜻한 계절에는 고속 유성체가 적음), FWHM과 대기 온도 사이에 관찰된 양의 관계가 망가졌을 것이다. 다행스럽게도, KSS MR 데이터에서 계산된 초속 분포는 계절에 따라 상당히 다르지만 관계를 망치는 경향의 변화는 아니다. 구체적으로 그림 3.2.13과 같이 봄과 초여름에 (9월~12월 초) 중간권이 더 차가울 때 고속 유성체가 감소한다. 따라서 유성체의 속도 분포가 계절에 따라 변하더라도 우리의 시뮬레이션은 관찰된 양의 상관관계를 확인한다. 다른 레이더 스테이션의 경우, 소스의 관측 기하학은 KSS MR과 다르기 때문에 관측된 유성체의 속도 분포가 다를 수 있다. 이는 유성체 속도 분포에 따라 선형 관계가 KSS MR과 다를 수 있음을 의미한다. 레이더 사이트의 위도. 레이더가 다른 위도에서 유성을 보는 기하학이 FWHM과 중간권 온도 사이의 선형 관계에 미치는 영향을 파악하려면 추가 작업이 필요하다.

시뮬레이션된 고도 분포는 속도 외에도 초기 질량 분포에 따라 달라지기 때문에 유성체의 질량분포가 전 기간에 걸쳐 크게 달라지는지 확인할 필요가 있다. 본 연구는 2017년에 MR에 의해 매일 관측된 매개변수로부터 초기 질량 분포를 계산했다. 계산된 질량 분포는 그림 3.2.14a의 정규화된 로그 윤곽 형식으로 매일 표시되며, 가우시안 피크와 FWHM은 그림 3.2.14b와 3.2.14c에 표시되어 있다. 그림 3.2.14에서 질량 분포는 일년 내내 거의 변하지 않는다. 로그 질량 분포는 거의 가우시안 모양으로 피크와 FWHM이 각각 10^{-6}와 $10^{1.3}$kg 이다. 따라서 초기 질량 분포의 변화는 유성고도 분포의 FWHM에 거의 영향을 미치지 않는다.

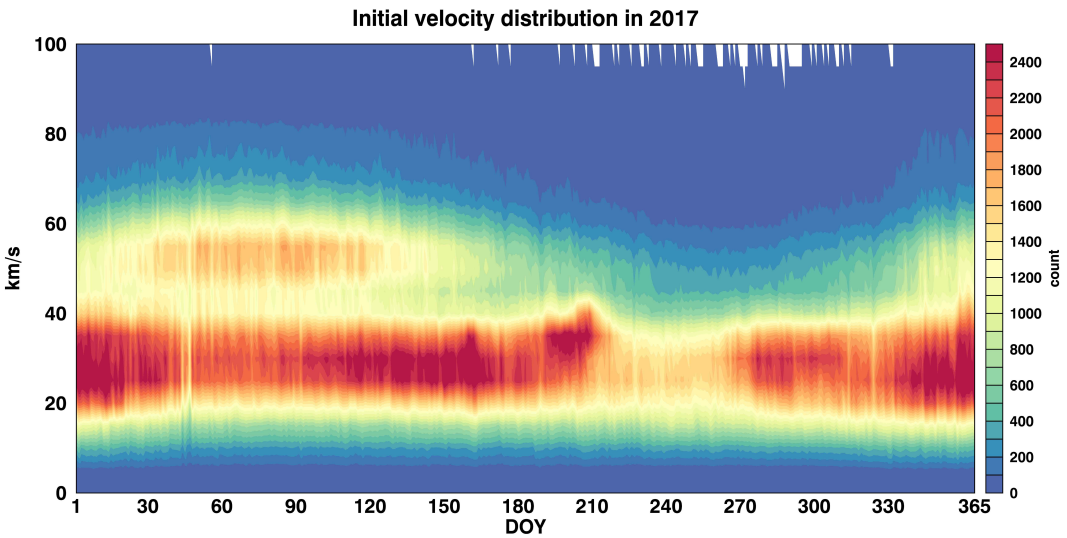


그림 3.2.13 2017년 세종기지 유성레이더로부터 도출된 초기속도 분포의 변화.

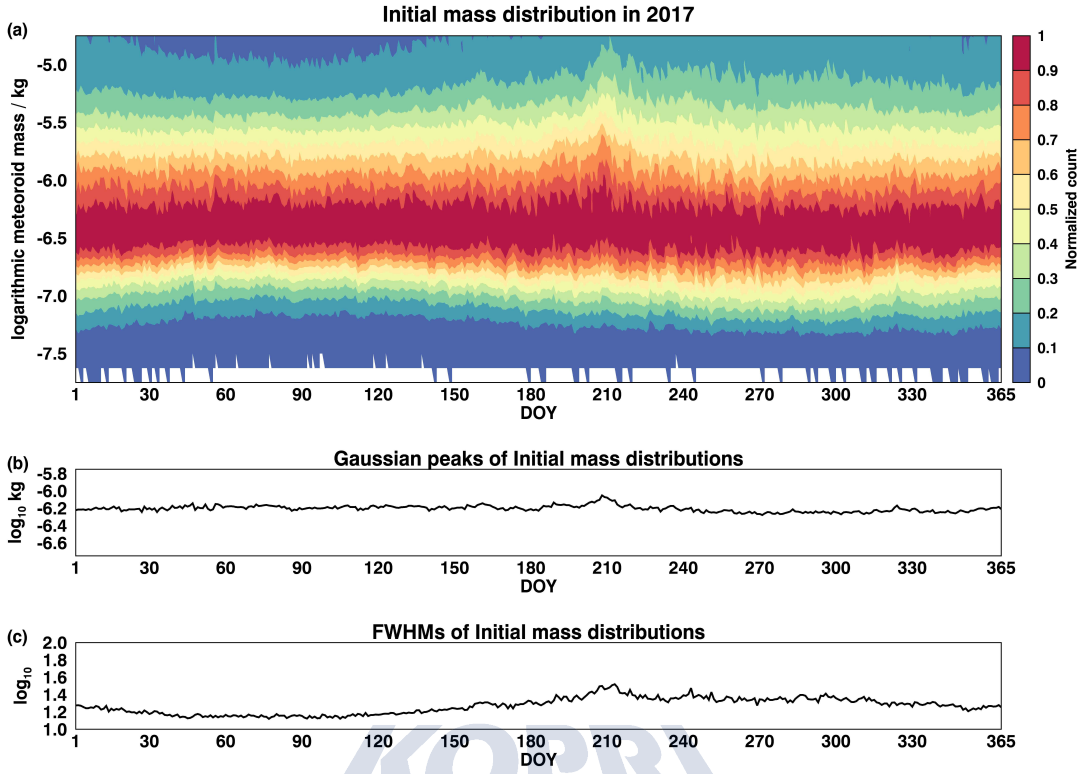


그림 3.2.14 (a) 세종기지 유성 레이더에서 도출된 초기 질량 분포의 연간 변동. (b) 가우시안 초기 질량 분포의 피크. (c) 2017년 초기 질량 분포의 FWHM.

시뮬레이션에서 최대 전자 선 밀도의 고도는 MR이 관측한 유성흔의 고도로 가정하였는데, 실제로 그렇지 않을 수도 있다. 그러나 이 가정은 DOY 100과 200에서 에코의 수가 각각 17,123개 13,072개라는 점을 고려하면 통계학적으로 합리적이다. 또한 이 가정은 DOY 100의 FWHM과 온도 사이의 선형 관계와 거의 완벽하게 일치하는 것으로 보아 정당화 된다. 그러나 앞서 설명한 바와 같이 속도의 상당한 변화로 인해 이 상관 관계가 망가졌을 것이다. 본 연구는 상대적으로 추운 계절에는 고속 유성체가 감소하여 이 상관 관계를 해치는 효과를 완화했음을 확인했다. 삭마 모델의 불확실성 및 유성체 속도 분포의 변화에도 불구하고, 시뮬레이션 결과는 관측된 고도 분포의 FWHM을 결정하는 요소는 중간권 온도 변화가 주요 원인임을 명확하게 설명한다. 따라서 C. Lee et al. (2016)이 주장한 FWHM 온도 추정 방법의 기초를 제공한다.

다. 결론

본 연구는 유성 궤적에 따라 유성체 질량과 유성흔 전자 선밀도를 계산할 수 있는 유성 삭마 모델을 개발했다. 이 모델을 KSS MR이 관측한 유성 파라미터에 적용하여, 일일 초기 질량과 속도 분포를 얻을 수 있었고, 다양한 대기 조건에서 유성 고도 분포를 시뮬레이션하였다. 유성 고도의 시뮬레이션은 유성 고도 분포가 유성체의 특성보다는 대기 조건에 지배적으로 의존함을 보였다. 본 연구는 유성 속도의 계절 변화가 상당하지만 유성 고도 분포 변화에 크게 영향을 미치지 않음을 알아 냈다. 또한 유성체의 관측된 특성으로 로그 질량의 가우시안 분포가 $10^{-6.2}$ kg의 평균 피크 값을 가지며 1년 내내 거의 변하지 않음을 발견했다. 따라서 본 연구는 KSS MR이 관측한 유성 고도 분포의 FWHM과 중간권 온도와의 관계를 검증하였다(C. Lee et al., 2016).

3. 세종기지 유성레이다 자료를 활용한 공동 연구들

본 연구에서 획득 분석한 세종 기지 유성 레이다 바람 자료는 고층대기 중량파 활동의 추산과 전파 특성을 공동 연구하는데 활용되었다.

먼저 세종기지 바람자료의 시간 변화 (wind variance)로 부터 중량파 활동을 추출하였다. 추출된 중량파 활동의 계절 변화를 분석하였으며, 계절 변화와 중간권 바람과의 관계를 조사하였다. 이로부터 중량파 원천을 추론하는 성과를 공동으로 출판하였다. (J. Geophy. Res. 126, doi.org/10.1029/2021JD034528, 공저)

또한 유성레이다 자료 분석 기법을 활용한 한반도 중간권 바람 특성 분석에 활용하였다. 한반도 중간권 (80-100 km 고도)의 zonal, meridional의 계절적 특성을 분석하였다. 즉, zonal 바람은 대부분 동향이 우세하지만 여름에는 80-85 km에서 서향 발생하며, meridonal 바람은 고도 90km 중심으로 아래는 여름 강한 서향, 겨울엔 동향우세하고, 90km 이상은 그 반대임이 파악되었다. 이 분석 결과는 공동으로 출판하였다.

(J. Astron. Space Sci. 38, 229, doi.org/105140/JASS2021.28.4.229, 공저)

남반구 중간권-열권하부 바람 및 조석파의 계절 변화에 관한 대규모 국제적 공동 연구에 세종 기지의 유성레이다 바람 자료를 기여하였다. 이 공동 연구에서 동서 및 남북 방향 운동량 플럭스의 경위도 변화를 확인하였으며, 남극 Polar vortex 와 중량파 수직 전파와의 관련성을 분석하였다. 이 결과는 공동으로 출판하였다. (Ann. Geophy., 39, 1-29, 공저)

남반구 소형 SSW 기간 동안 중간권 냉각에 인류가 영향을 끼친다는 분석 연구에 세종기지 유성레이다 바람 자료를 기여하였다. 이는 세종기지 고층대기 관측 자료가 국제적

기후변화 연구에 활용되었을 뿐만 아니라, 공동으로 연구에 참여 논문을 출판하였다. (MDPI Atmosphere, 2022, 13, 1475, doid.org/10.3390/atmos1091475)

제 3 절 성과 목표: 오로라 폭풍시 서브오로라 지역 고층대기 변화 분석

앞에 서술하고 논문으로 발표한 2015년 서브오로라 환 관측 이후 해당 기간 세종기지 자료에서 오로라 영향을 발견하지 못하였다. 또한 북반구 중위도 지역인 미국 SDSS 스펙트럼 자료에서 OH 대기광 온도 결정 알고리즘 개발하였는데, 미국 SDSS 스펙트럼의 OH 대기광 온도에서 오로라 영향을 발견하지 못하였다. 따라서 중위도 중간권은 오로라의 영향을 크게 받지 않는 것으로 추론된다. 그러나 Syowa 기지와 EISCAT 레이다 자료에서 오로라와 연관된 D층의 변화가 감지되었다. 이런 오로라의 전리권 D층 영향 분석은 2단계 연구에서 본격적으로 수행될 것이다.

KOPRI 극지연구소

제 4 절 성과 목표: PMSE에 대한 지자기 교란 영향 분석연구

1. 자기지방시에 따른 지자기 교란 영향 분석연구

(J. Astron. Space Sci. 40, 2023.https://doi.org/10.5140/JASS.2023.40.3.101, 주저자)

가. 자료분석

에스레인지 VHF(52MHz) 중간권-성층권-대류권(MST) 레이더(ESRAD)는 스웨덴 에스랑게(북위 67.8°, 동경 20.4°, 자기 위도: 북위 64.75°)에 위치해 있으며, 바람, 파도, 난류를 포함한 대기 역학에 대한 정보를 제공한다. 여름철에는 레이더가 특별히 75~95km 고도 범위의 중간권을 관측하도록 구성된다. ESRAD에 대한 기술적인 설명은 Chilson et al.(1999)의 연구에서 확인할 수 있다. PMSE의 강도는 완전 상관 분석(FCA)(예: Briggs et al., 1950)을 통해 얻은 SNR을 사용하여 정량화된다.

본 연구에서는 높이 해상도가 150m인 fca_150 모드 데이터 세트를 분석했다.

PMSE 이벤트는 SNR > 0dB일 때 식별된다. 레이더 에코를 유발하는 불규칙체의 수평 속

도는 간격 안테나 기법인 FCA(Full Correlation Analysis)를 사용하여 측정한다 (예: Briggs 1984). 이 기법은 지면 회절 패턴에서 "실제" 속도를 추정한다. D-영역(80-90km)에서 FCA로 측정한 실제 속도(≤ 150m/s)는 이미징 도플러 간섭계 값과 10% 이내의 오차로 잘 일치하는 것으로 나타났다(Holdsworth & Reid 2004). FCA 방법은 중성풍 또는 전기장에 의해 발생하는 플라즈마 불규칙체(또는 산란체)의 이동 속도를 결정한다. fca_150 실험 모드에서 사용 가능한 샘플링 시간은 0.027초이며, 이는 펄스 반복 주파수와 코히런트 적분 횟수에 의해 결정된다.이를 통해 fca_150의 Vmax는 약 450m/s로 추정된다(Holdsworth & Reid 1995).

나. 결과

PMSE가 존재할 때 K-지수의 MLT 변화는 그림 4.1.1a에 나타나 있다. 그림 4.1.1b에서는 모든 경우(검정색),평온한 시간(파란색), 그리고 활발한 지자기 조건(빨간색)을 고려하여 각 MLT에서 PMSE 발생 횟수를 계산하였다. 추정된 PMSE 강도(SNR)는 그림 4.1.1c에 다양한 지자기 조건에 걸쳐 MLT의 함수로 표시되어 있다.

그림 4.1.1a에서 볼 수 있듯이, K-지수는 나머지 기간에 비해 자정 무렵인 23-04 MLT에 현저히 높다. 그림 4.1.1b에서 PMSE 발생은 낮 시간대에 가장 빈번하게 나타나며 15 MLT에 최고치를 기록하고, 지자기 활동이 낮은 기간(K<3, 파란색)에도 유사한 경향이 관찰된다. 반대로, 지자기 활동이 활발할 때(K≥ 3), 최대 발생 시점은 03-04 MLT(빨간색)로 이동했으며, 이는 15 MLT에서 관찰된 패턴(그림 4.1.1b)과는 상당히 다르게 나타났다. 그림 4.1.1c에서 SNR은 활발한 지자기 활동과 조용한 지자기 활동을 명확하게 구분했다. 위쪽 곡선은 K≥ 3에 해당하고, 아래쪽 곡선은 K< 3에 해당한다. 비대칭 구조는 00-05 MLT와 08-17 MLT에서 분명하게 나타났으며, 11 MLT에서 1차 최대값을, 00 및 03 MLT에서 2차 최대값을 보였다. 또한, K≥ 3에 대한 최대값과 K< 3에 대한 최소값은 SNR과 PMSE 발생 모두에서 03 MLT에서 가장 두드러지게 나타났다.

-. 구역별 속도 및 에코 강도프로파일

맥동하는 오로라 영역은 자정 이전 시간에는 서쪽으로, 자정 이후 시간에는 동쪽으로 이동하는 특징을 보였으며, 속도는 50-300m/s 범위였다(Yang et al. 2017; Humberset et al. 2018).

PMSE의 구역별 속도 패턴은 강한 국지적 지자기 활동을 감지하기 위해 높은 K-지수 기간 동안 추가적으로 조사되었다. PMSE 발생은 고도 80-90km 범위 내에서 발생하는 것으로 알려져 있다(Lee et al. 2013). 그러나 PMSE는 일반적으로 해당 범위 내의 대부분의

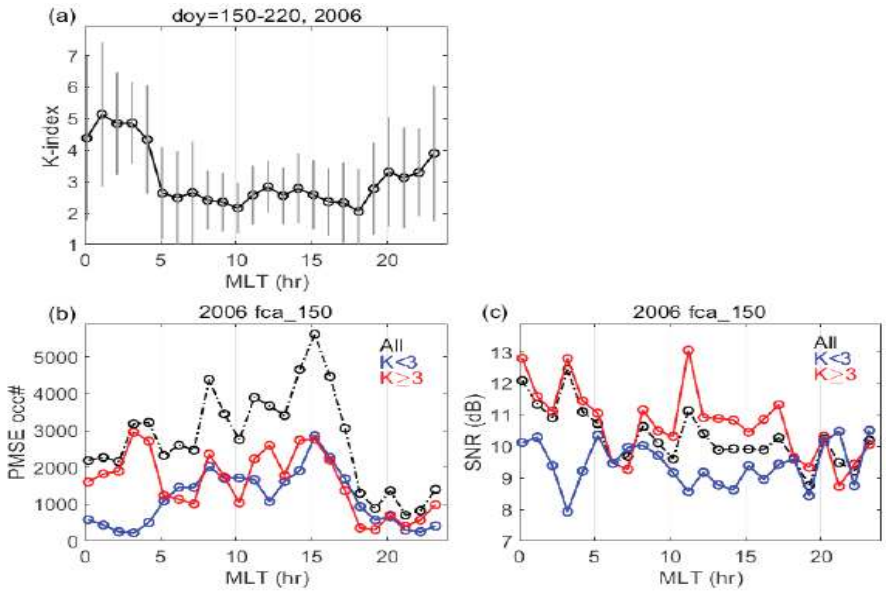


그림 4.1.1 K-index 및 PMSE의 MLT에 따른 변화: (a) 평균 K-지수, (b) PMSE 발생, (c) PMSE 에코 전력의 MLT 변화(SNR, dB). (b, c) PMSE는 2006년 150~220일 동안 fca_150 모드로 측정된 데이터를 기반으로 도출되었다. 검은색은 SNR > 3인 모든 PMSE 발생을 나타내고, 파란색은 K-지수 < 3(0, 1, 2)을, 빨간색은 K-지수 ≥ 3(3~7)을 나타낸다. (a) 평균 K-지수는 PMSE 발생 기간 동안에만 계산되었다. MLT: 자기 지방시; PMSE: 극지중해 여름 에코; SNR: 신호 대 잡음비.

KOPRI 극지연구소

고도를 차지하지는 않는다. 대신, 일반적으로 약 1-3km의 좁은층을 차지한다. 2006년 여름, PMSE 발생은 AE 지수 및 태양풍 속도와 강한 상관관계를 보였다. 수일주기 변동(7, 9, 13.5일 주기)은 중간 에너지 전자 강하(> 30 keV)가 PMSE 형성에 유리한 조건을 만들기 때문이다(Lee et al. 2013). 자정부터 새벽까지의 시간대, 자기폭풍 활동이 활발한 시간대와 정오 무렵에는 PMSE 프로파일을 넓은 고도 범위에 걸쳐 잘 나타낼 수 있다. ESRAD PMSE는 높은 시간 해상도로 고도 프로파일을 제공하므로, 구역 속도 및 에코 강도(SNR) 프로파일을 2분 간격으로 분석할 수 있다.

이를 통해 특히 초기 자기 새벽 시간대(00-04 MLT)에서 PMSE 구역 속도 및 SNR의 시간 및 고도에 따른 변화를 특성화할 수 있었다.

정적인 낮시간 속도 및 SNR 프로파일은 지자기적으로 안정된 기간 동안의 PMSE 산란체의 특성을 분명히 나타낸다. 이 프로파일은 단일 패널에 표시되며, 10분 동안의 2분 간격 프로파일 5개가 각각 다른 색으로 표시된다 (그림생략).

주간의 구역 속도는 ± 100 m/s 범위 내에서 변동했으며, 10분 동안의 프로파일 간 속도 차이는 일반적으로 100 m/s 미만이었다. 대응하는 SNR 프로파일은 84km와 87km에서 두 개의 피크를 보였다. 이 관찰 결과는 특정 경우에 저고도 영역(81-84km)과 고고도 영역

(85-89km)에서 SNR 피크가 발생함을 나타낸다. 반면, 높은 속도를 특징으로 하는 구역 속도 프로파일은 강한 지자기 활동으로 인해 자정-새벽 영역에서 주로 발생했다. 이러한 유형의 PMSE 프로파일은 자기폭풍을 포함한 강렬한 지자기 교란의 에너지 입력에 대한 PMSE 층의 반응에 대한 정보를 제공할 수 있다. 구역 속도는 그림 4.1.2a-c에 나타나 있으며, 해당 SNR 프로파일은 그림 4.1.2d-f에 나타나 있다. 이 중에서 세 가지 이벤트를 고려했다. 그림 4.1.2a와 4.1.2d(가운데)에서 구역 속도와 SNR은 2006년 6월 7일(doy = 158), 22 UT(00 MLT)에 기록되었다. 그림 4.1.2a에서, 22 UT의 40분, 42분, 44분에 서쪽 방향 속도는 −160m/s에서 약 −240m/s로 증가한 후 급격히 동쪽으로 방향을 틀었고, 84km 지점(46분, 주황색)에서 −50m/s 감소한 후 최종적으로 최대 약 90m/s(84km, 48분, 빨간색)에 도달했다. 빨간색(48분) 프로파일은 약 83km 지점에서 −150m/s에 고정된 동쪽 방향의 최고점(약 90m/s)을 보였으며, −60m/s(83.5km)를 거쳐 +20m/s(83.7km)까지 변화했다. 이 경우, 이전 프로파일에서 프로파일이 급격하게 변화하면서 속도가 −240 m/s (42, 44분)에서 90 m/s(48분)로 급격히 변했고, 서쪽에서 동쪽으로 방향을 틀었다. 속도는 최대 약 330 m/s까지 변했으며, 방향 변화가 동반되었다. 해당 SNR 프로파일은 고도가 낮아짐에 따라 증가하는 추세를 보였고, 그림 4.1.2d(중간)에서 볼 수 있듯이 82-85km 고도범위에서 20-30dB의 최고값을 나타냈다.

특히, 이 사건의 경우 큰 속도 변화가 에코 강도에 큰 영향을 미치지 않았다. 그림 4.1.2b에서 2006년 6월 7일(doy = 158), 23 UT(01 MLT)의 경우, (중간 및 오른쪽 패널), 최대 속도는 서쪽으로 약 82~83km 고도에서 −250m/s, −270m/s, −370m/s로 증가했다. 각각 46분(주황색), 48분(빨간색), 50분(파란색)에 이러한 현상이 나타났다. 각 프로파일은 81-84km 범위 내에서 상하 고도에서 크기가 감소하는 균형 잡힌 최대값 분포를
보였다. 극단적인 동서풍 속도는 4분 만에 470m/s의 급격한 변화를 겪으며, 극단적인 서쪽 방향 속도인 -370m/s(50분)에서 동쪽 방향 속도인 약 +100m/s(82.5km, 54분)로 전환되었다. 그 후, 서쪽 방향 속도인 -85m/s(약 83km, 56, 58분)로 되돌아갔다.

이러한 극단적인 속도 현상은 첫 번째 현상(그림 4.1.2a)에 비해 서쪽 방향에서는 6-10dB, 동쪽 방향에서는 13dB의 약한 에코 강도에 해당했다. (그림 4.1.2a 참조), 이는 그림 4.1.2b(가운데, 오른쪽 패널)에 나타나 있다.

그림 4.1.2d와 4.1.2b에서 볼 수 있듯이, 속도의 크기와 방향 모두에서 나타나는 급격한 변화는 중립풍 요인만으로는 설명할 수 없다. 그림 4.1.2c에서 2006년 7월 6일 01 UT(03 MLT), K=6일 때, 85-88km 고도에서 관측된 구역별 속도 프로파일은 10-24분 동안 동쪽으로 치우친 경향을 보였으며, 이는 가운데 및 오른쪽 패널에 나타나 있다.

프로파일 내의 속도 클러스터는 더 높은 동쪽 속도에서 함께 이동하다가 나중에는 더 낮

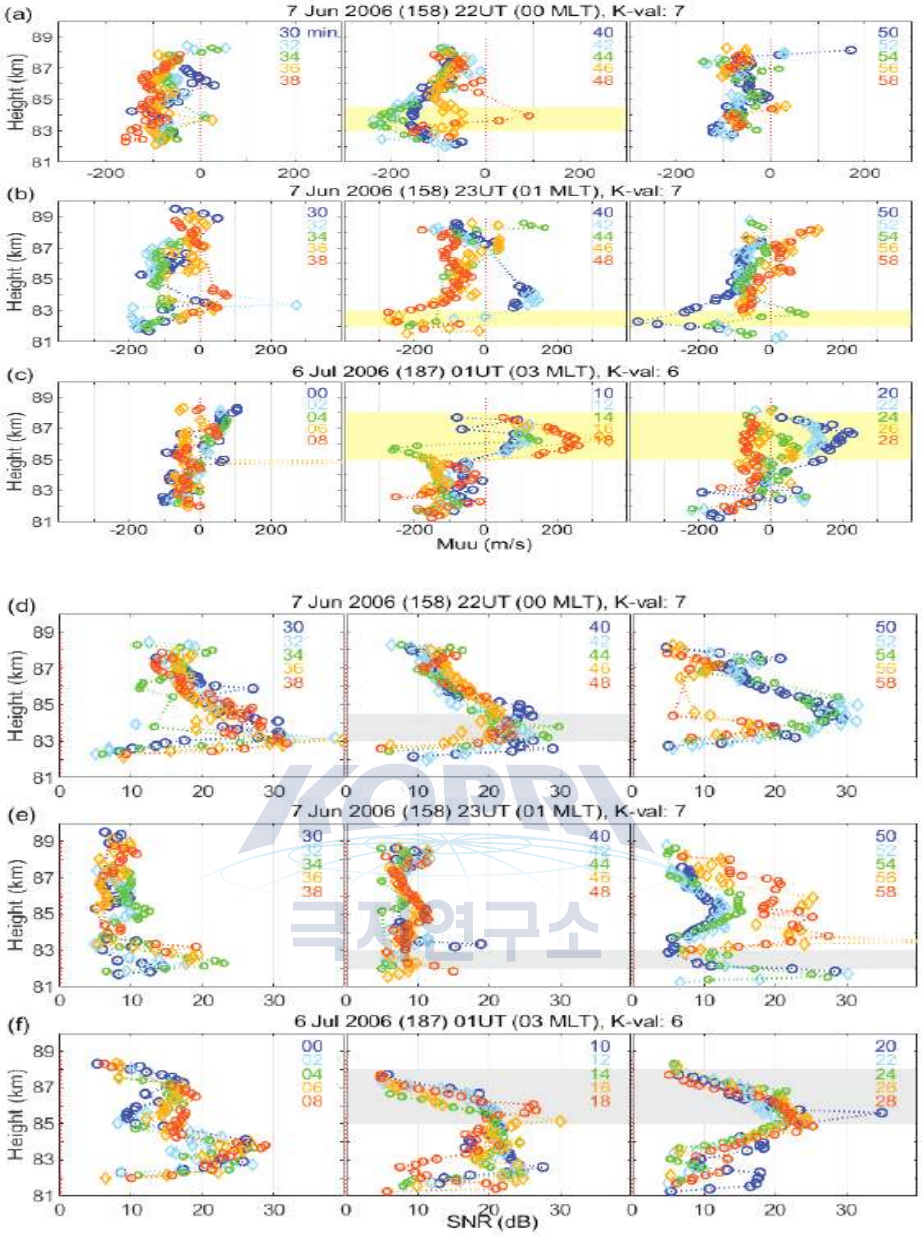


그림 4.1.2 자정 이후(새벽 영역) PMSE 고도 프로파일: (a - c) 동서 방향 속도 및 (d - f) 에코 강도(SNR, dB).K-지수 = 6 또는 7인 높은 지자기 활동 영역에서 2분 해상도로 10분 동안 2분 해상도의 플롯 5개를 한 패널에 표시하였다. 연구 대상 이벤트에 대해 동서 방향 속도 프로파일과 에코 강도는 각각 노란색과 회색 음영으로 표시하였다. MLT, 자기 지방시; SNR, 신호 대 잡음비; PMSE, 극지 중간권 여름 에코.

은 속도로 감소했다. 최고 속도는 가운데 패널에서 약 +100m/s(청록색, 10-14분)에서 시작하여 약 +340m/s(주황색, 16분)까지 증가한 후 220-260m/s(빨간색, 18분)로 감소했다. 오른쪽 패널에서, 속도는 200-220m/s(파란색, 20분)의 유사한 수준을 유지하다가,

+160m/s(하늘색, 22분)로 감소했고, 피크가 하강함에 따라 +60~70m/s(녹색, 24분)까지 더욱 감소했다. 요약하면, 동쪽으로 치우친 속도, 특히 높은 속도(≥ 200m/s)는 85~88km 고도에서 약18분 동안 지속되었다. 따라서, 프로파일 내 속도 클러스터는 8분 동안 전반적으로 증가한 후 8-10분 동안 감소했다. 해당 SNR은 중간에서 높은 강도 범위에 속했으며, 11-20dB(중간 패널)에서 15-22dB(오른쪽 패널)까지 다양했다. 따라서 높은 속도의 발생은 신뢰할 수 있는 프로파일 구성과 일치했다. 이는 다음 세 가지 이유로 정당화될 수 있다.
첫째, 속도 프로파일 구조는 일반적으로 최고 고도 주변에서 선형적으로 변화하는 속도를 특징으로 한다.
둘째, 극단적인 속도가 갑자기 방향을 바꿀 때, 다음 프로파일은 중간점과 이전 극단적인 속도 수준에 연결된 새로운 반대 방향의 속도로 구성된다.
셋째, 최고 속도가 4-6분 동안 상당한 변화를 겪을 때, 중간 상태 프로파일이 감지되었다.

다. 결론

본 연구에서는 MLT와 K-지수를 기반으로 D 영역 이온층에서 PMSE의 변동을 조사하기 위해 통계 연구를 수행했다. 또한, D 영역 층(80~90km) 내에서 높은 속도(≥ 200m/s)의 신빙성을 평가하기 위해 높은 시간 해상도로 속도 프로파일을 분석했다. 본 연구에 사용된 PMSE 데이터는 스웨덴 에스레인지(63.7°N, 21°E)에 위치한 MST 레이더에서 얻었다. 결과는 다음과 같다.
-. K-지수는 자정 부근, 특히 MLT 23시~04시에 뚜렷한 피크를 보였다. PMSE 발생은 각 MLT에서 사용 가능한 모든 데이터에 대해 MLT 15시에 최고치를 기록했으며,
지자기 활동 수준(또는 K-지수 < 3)과는 무관했다. 그러나 활발한 지자기 조건 하에서는 (K ≥ 3) PMSE의 최대 발생 시점이 3~4 MLT로 이동하여 15 MLT를 넘어섰다.
-. K ≥ 3인 경우 PMSE SNR은 자정, 00시 및 03시 MLT에 피크를 보였고, 주간 피크는 11시 MLT에 나타났다.
MLT에 따른 SNR 변화는 비대칭 구조를 보였으며, K≥ 3인 경우 위쪽 곡선, K< 3인 경우 아래쪽 곡선이 나타났다. 이 비대칭 구조는 SNR과 PMSE 발생 모두에서 03시 MLT에 가장 두드러졌다.
-. K< 3으로 특징지어지는 조용한 기간 동안의 구역 평균 속도는 MLT 기준으로 서쪽으로 치우친 편향을 보였으며, 범위는 -60~-5m/s였고, 불확실성은 ±20~40m/s였다. 높은 속도(≤-100m/s 또는 ≥+80m/s)는 3~4시 MLT에 최대치를 나타냈다.
-. 0~3 MLT 기간 동안 수행된 사례 연구에서, 높은 속도는 크기와 방향 모두에서 급격한 변화를 보였으며, 약 4분 이내에 최대 330m/s 또는 470m/s에 달했다.
200m/s를 초과하는 속도를 포함한 이러한 동쪽으로 편향된 속도는 약 18분 동안 지속되었

KOPRI 극지연구소

으며, 85~88km 범위 내의 고도별 속도들 간의 협동적인 움직임이 동반되었다.
-. 높은 동서 방향 속도의 발생은 신뢰할 수 있는 프로파일 구성과 일치한다.
(i) 특히, D 영역(80~90km) 내 이온층에서 최대 200m/s, 400m/s에 이르는 높은 속도가 발생했는데, 이는 자기폭풍 기간 동안 발생했으며, 앞서 언급한 신뢰할 수 있는 프로파일 구성과 일치한다.
(ii) 관측된 최고 속도의 급격한 변화, 예: 4분 이내에 470m/s에 도달하는 크기, 프로파일 내 520m/s에서의 급격한 속도 변화 등은 허용 가능한 속도 프로파일 구조와 일치한다. 이러한 급격한 변화는 중성풍의 영향만으로는 설명할 수 없으며, 오히려 지자기 교란 및 자기폭풍의 영향을 받은 것으로 보인다.

요약하자면, PMSE의 증가, 특히 0~4 MLT 기간 동안의 증가는 국지적인 자기폭풍과 밀접한 관련이 있을 것으로 보인다. 또한, 초기 자기 새벽 영역(0~3 MLT)에서 PMSE의 높은 동서 방향 속도가 발생하며 이는 신뢰할 만한 프로파일 구성과 일치하는 산란체에 의해 발생하며 국지적 전자기장과 관련된 힘 또는 자기폭풍으로 인한 지자기 활동 중 전자 강하로 유도된 전역적 대류장에 의해 발생할 것으로 추정된다.

KOPRI 극지연구소

제 5 절 성과 목표: SuperDARN 관측을 통한 전리권 및 D-layer 변화 분석

1. 자기권의 ULF Pc5 파동에 의한 전리권 자기장 변조 연구 분석 (KPJ submitted, 공저)

본 논문에서는 2021년 11월 4일 자기폭풍의 회복 단계 동안 자기권 및 전리층(고위도에서 저위도까지) 관측을 위해 얻은 다양한 데이터 세트에서 검출된 ULF Pc5 대역의 이산 주파수 스펙트럼을 제시한다.

가. 자료분석과 결과
(1) GOES 위성 자력계로부터 Pc5 진동 관측과 의미
GOES-16 및 GOES-17 위성은 각각 서경 80º와 약 120º에 위치하여 정지궤도를 공전한다. 1500-2000 UT 사이의 주목할 만한 시간대는 GOES-16의 경우 1027-1508 MLT,

GOES-17의 경우 0612~1054 MLT에 해당한다. 그림 5.1.1은 GOES-16(파란색 선)과 GOES-17(검은색 선)이 측정한 (a) 총 자기장 값(Bt), (b-d) Be(e는 지구 자전축 방향), Bp(p는 지구 자전축 방향), Bn(n은 지구 자전축 방향) 성분의 자기장을 보여준다. (e) GOES-16 전자 플럭스를 131, 186, 271, 380 keV의 네 가지 에너지 채널에 대해 나타낸 그래프이다. 1600 UT 경계에서 GOES-16 자기장 진동 모드가 폴로이드(압축 모드 포함)에서 토로이드 모드로 크게 변화하여 Bp 및 Be 성분의 뚜렷한 진동이 증폭된 Bn 진동으로 전환되었음을 알 수 있다. Bn(그림 5.1.1g)과 전자 플럭스(그림 5.1.1j)에 대한 웨이블릿 분석 결과, ULF Pc5 파동의 좁은 대역(5-10분)에서 스펙트럼 파워가 증가하는 현상이 관찰되었다. 이러한 스펙트럼 파워 증가는 2시간 이상 지속되었다. 롬스카글(LS) 분석에서는 Bn(그림 5.1.1h)에서 7분과 9.8분(2.4mHz와 1.7mHz)에, 전자 플럭스(그림 5.1.1k)에서는 5~10분 사이에 뚜렷한 이산 주기성이 나타났다.

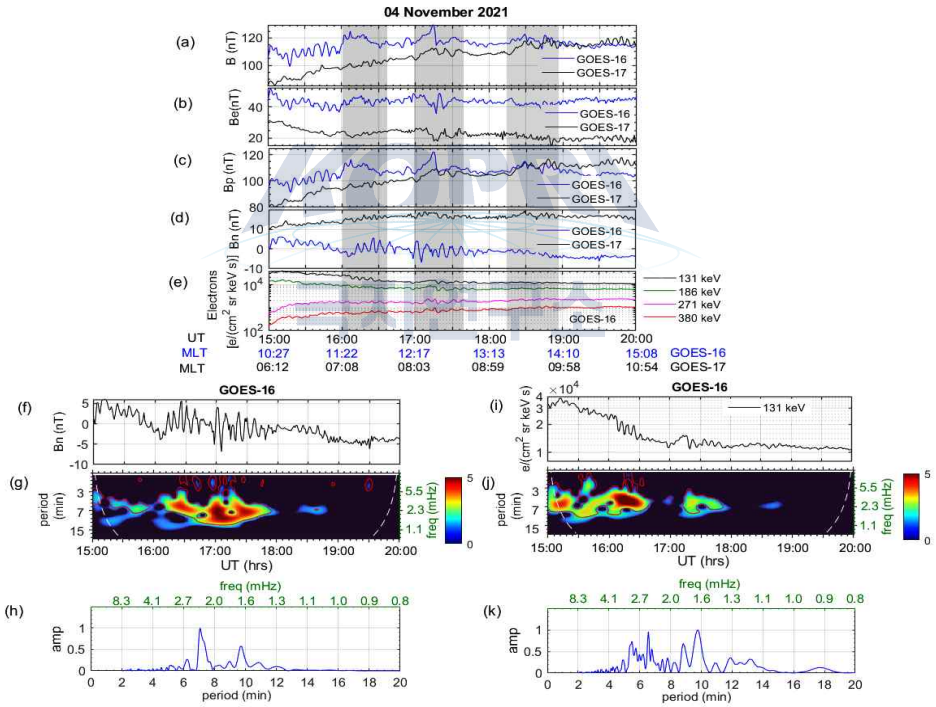


그림 5.1.1 GOES-16(파란색) 및 GOES-17(검은색) 정지궤도 위성의 자기장 및 전자 플럭스 관측 자료와 GOES-16의 Pc5 맥동 분석 결과: (a) Bt(총 자기장), (b) Be(지구 방향 또는 방사 방향), (c) Bp(지구 자전축 평행 방향), (d) Bn(지구 자전축 방위각 방향), (e) ~131, 186, 271, 380 keV 에너지 채널에서의 전자 플럭스 강도. GOES-16의 경우, (f, i)는 Bn 및 전자 플럭스, (g, j)는 웨이블릿 파워 스펙트럼, (h, j)는 롬브-스카글 주기 분석 결과이다. 회색 음영 영역은 관측된 Pdyn 증가량과 Pc5 맥동량의 3배를 나타낸다.

(2) SuperDARN 에코 전력 및 도플러 속도

그림 5.1.2는 북반구 고위도(지리적/지리적: 52.16° N, 106.63° W/60.88° N, 40.88° W)에 위치한 새스커툰(SAS) SuperDARN HF 레이더에서 1500～2000 UT 사이에 측정한 결과를 보여준다. 왼쪽 패널은 시선(LOS) 도플러 속도를 나타내며, 양의 속도(파란색)는 레이더 방향으로의 흐름을, 음의 속도(빨간색)는 레이더에서 멀어지는 흐름을 나타낸다. 오른쪽 패널은 빔 번호(bm)가 0과 12일 때 계산된 에코 전력(dB)을 보여준다. 지리적/지리적 범위에서 빔 번호 0～12(여기에 모든 빔이 표시된 것은 아님)의 LOS 속도(a-b)와 에코 전력(g-h) 모두에서 뚜렷한 진동이 나타난다. 1720～1740 UT 시간 간격 동안 12-28번 범위 게이트에 해당하는 위도 57-63°N/65-71°N에서 측정했다. 그림 5.1.2c와 5.1.2i는 각각 (지리적 위치: 58.9°N, 107.5°W)와 (지리적 위치: 58.4°N, 99.6°W)에서 빔 0(검정색)과 12(빨간색)에 대한 시선 속도와 에코 파워의 변화를 보여준다. 자기 지역시(MLT)는 빔 0과 12의 평균 위치(각각 지리적 위치: 60°N, 95°W 및 60°N, 85°W)를 기준으로 했다. 1630～1900 UT(1015～1234 MLT) 사이의 다양한 게이트(11～32)에서 LOS 속도와 전력에 대한 고속 푸리에 변환(FFT) 전력 스펙트럼이 그림 5.1.2d～및 5.1.2j～5.1.2k에 나타나 있다. 그림에서 볼 수 있듯이, LOS 속도와 에코 전력의 공통적이고 지배적인 주기는 서로 다른 위도와 경도에서 LOS 속도와 에코 전력의 스펙트럼 전력이 증가된 결과로부터 7-10분(2.4-1.67MHz)이다. 그림 5.1.2f와 5.1.2l에 나타낸 바와 같이, bm 0과 12의 LOS 속도와 전력에 대해 Lomb-Scargle 주기 분석을 수행했다. 여기서 공통적으로 나타나는 주기적 신호의 결과는 시선 속도의 경우 7.3, 8, 9.8분(2.2, 2.0, 1.7mHz)에서, 그리고 에코 전력의 경우 약 7.3, 9.8분(2.2, 1.7mHz)에서 관찰된다. SAS 레이더의 시선 속도와 에코 전력을 통해 GOES-16의 자기계 Bn 성분과 동일한 Pc5 파장 대역에서 1.7mHz와 2.4mHz의 이산 주파수를 관측할 수 있었다. 이는 SuperDARN SAS 레이더의 시야각(bm 12)이 GOES-16의 관측 영역과 동일한 영역을 특정하여 관측하기 때문일 수 있다.

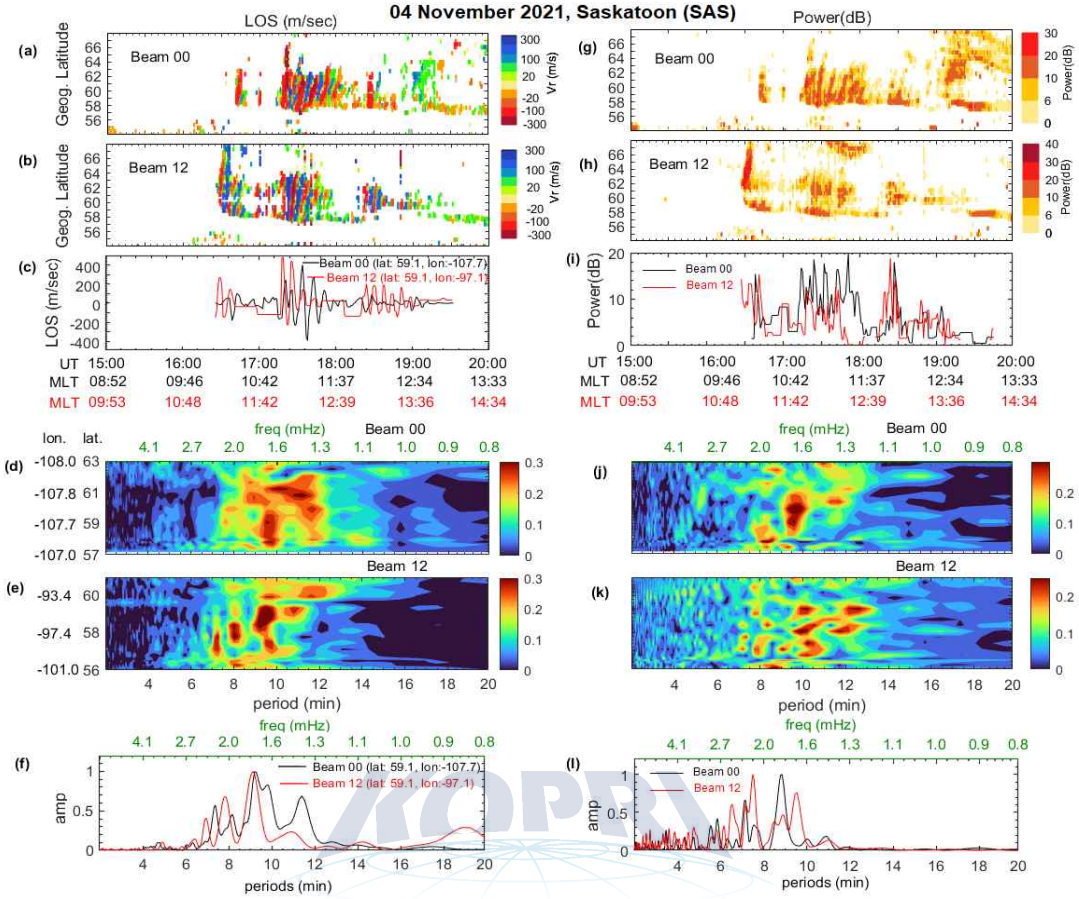


그림 5.1.2. SuperDARN SAS 사이트에서 특정빔에나타나는 LOS 속도와 에코파워 위도분포 및 수반하는 파동의 분석: (a-b) SuperDARN SAS 사이트에서 빔 00과 12의 시선(LOS) 속도, (c) 빔 00(북위 58.90도, 서경 107.50도, 검정색)과 12(북위 58.40도, 서경 99.60도, 빨간색)의 LOS 속도, (d-e) 16:30～19:00 UT 사이에 게이트 11～32에서 측정한 LOS 속도의 고속 푸리에 변환(FFT) 파워 스펙트럼, (f) 롬브-스카글 주기 스펙트로그램. (g-l)의 오른쪽 패널은 에코 파워를 제외하고 (a-f) 패널과 동일함.

(3) 지상-기반 측정 자기장 진동

Pc5 파동 진동은 자기계 관측에서 주로 현지 정오 전후에 관측되었다. 그림 5.1.3은 미국 지역의 자기계 데이터의 남북 방향 프로파일을 보여준다. 그림 5.1.3a는 북반구에서 1500～2000 UT 시간 간격 동안 북쪽 방향 자기장(H 성분) 변동의 잔차를 나타낸다. Savitzky-Golay 평활화 알고리즘을 사용하여 H 변동에서 3차 적합선을 적용하여 저주파 성분을 제거했다. 그림 5.1.3은 준단색 맥동을 보여준다. 주기적인 진동은 약 1600, 1700, 1810 UT(회색 음영)에 세 번 관찰되었으며, 이는 동일기간동안 발생한 태양풍 동압 증가의 세 배에 해당한다. 더 낮은 위도까지 이어지는 작은 진동은 전체 기간 동안 지속적으로

나타났으며, 1700 UT에서 1740 UT 사이에는 큰 진폭의 진동이 지배적이었다.

이러한 주기적인 진동은 북쪽(X) 및 동쪽(Y) 성분 모두에서 나타났지만, 북쪽에서 더 두드러졌다. 약 17:25 UT경에 RES ~64 및 41 nT, RANK ~164 및 141 nT, FCC ~및 117 nT, GILL ~365 및 89 nT, SBL ~94 및 41 nT, FRN ~47 및 27 nT, TUC ~34 및 21 nT, SJG ~14 및 5 nT, KOU ~9 및 2 nT에서 X 및 Y 성분의 최대 진폭 변화가 관측되었다.

그림 5.1.3b와 5.1.3c는 H 성분에 대한 주기 분석 결과를 보여준다. 여기서는 종방향 영역(8-12 MLT)을 따라 Pc5 주파수 대역에서 주로 9.8분과 11.2분(약 1.7mHz 및 1.4mHz)의 두 가지 주요 주기성이 일관되게 나타난다. 특히, 9.8분의 주기성은 북위 80°에서 14°로 이동해도 변함없이 유지되는 것이 주목할 만하다. 여기서 FLR(Field Line Resonance) 주파수(1.3-1.9mHz) 근처에서 이산적인 스펙트럼 주파수(1.4mHz 및 1.7mHz)를 확인할 수 있다(예: Samson et al., 1991, 1992; Harrold and Samson, 1992). H 성분에 대한 웨이블릿 분석 결과, 1600~1900 UT 사이에 전력 스펙트럼이 증가하는 현상이 나타났으며(그림 5.1.3c), 이는 7-12분(2.3-1.3mHz)의 주기 범위에 중심을 두고 있다. 웨이블릿 파워 스펙트럼은 또한 1600 UT, 1700 UT, 1810 UT에 각각 약 50분 동안 지속되는 세 번의 진폭 증가가 발생했음을 보여준다.

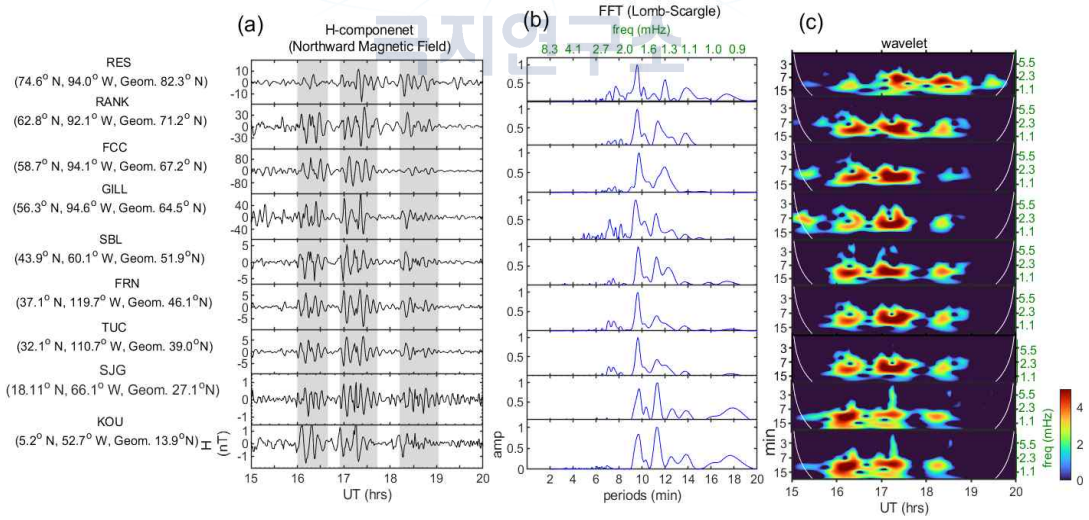


그림 5.1.3 미국 경도 영역의 지상 자기계에 대한 Pc5 분석: (a) Savitzky 및 Golay 알고리즘 적용 후 잔차, (b) 주기 스펙트로그램, (c) 고위도에서 저위도 순으로의 웨이블릿 스펙트로그램.

나. 토의

Pc5 맥동에 대한 여러 연구가 수행되었으며, 각 진동 유형별로 뚜렷한 특징이 나타났다(예: Lester et al., 2000; Rae et al., 2005; Ponomarenko et al., 2001; Marin et al., 2014; Kozyreva et al., 2020). 자기권의 Pc5 맥동은 자기권계면 측면에서 발생하는 켈빈-헬름홀츠 불안정성(KHI)에 의해 발생할 수 있으며, KHI로 인한 압축파는 지구 방향으로 전파되면서 자기권 자기장 선의 알프벤 모드와 공명적으로 결합할 수 있다. FLR은 토로이드 모드 파동의 방위각 방향으로 발생하는 자기권 자기 교란으로서, 자기계 데이터에서 FLR 신호는 이온층의 회전 효과 또는 홀 전류로 인해 자기 남북 방향 또는 H 성분에서 관찰될 수 있다. 반면, 폴로이드 모드 파동은 자기장 방사 방향 교란을 특징으로 하며, 이는 자기 동서 방향 또는 D 성분에 교란을 유발할 수 있다(예: Hughes, 1974; Chen and Hasegawa, 1974).

다. 결론

본 연구에서는 2021년 11월 4일 정오(10-14 MLT, 1600-1900 UT)에 자기폭풍 회복기에 자기권과 전리층에서 관측된 단일 주파수에서 Pc5 맥동 현상을 조사하였다. 이 현상은 높은 태양풍 속도 동안 반복되는 동적 압력 증가와 동기화되었지만, 행성간 자기장 활동은 크게 나타나지 않았으며, By와 Bz 값은 모두 양의 값을 유지하였다. GOES-16 위성, 지상 자기계, SuperDARN, 그리고 GPS 총 전자 함량(TEC) 측정 자료를 종합한 결과, 자기권과 전리층에서 공통적인 초저주파(ULF) Pc5 주파수 진동이 일관되게 관찰되었다.

본 연구의 주요 결과는 다음과 같다.

-. 자기권 및 고위도에서 저위도에 이르는 전리층에서, GOES-16 위성의 자기장 방위각 성분(Bn), 자기권 전자 플럭스, H 성분, SuperDARN 시선 속도, 에코 파워, 그리고 GPS TEC에서 9.8분(1.7mHz) 주기가 10-14 MLT의 정오 시간대에 동시에 관측되었다.

-. 높은 태양풍 속도에서의 태양풍 동압 조절로 인해 Bn 성분, H 성분, SuperDARN 시선 속도(LOS) 및 에코 파워, 그리고 GPS TEC에서 세 개의 Pc5 파동 묶음이 동시에 발생했다.

-. 특히, 자기권(Bn)과 고위도(H)에서 관측된 Pc5의 지배적인 이산 주파수 1.7mHz 는 저위도로 확장됨에 따라 변화 없이 지속적으로 유지되었다.

-. GOES-16 Bn 성분의 증폭된 변조는 자기권 내 토로이드 자기장 선 공명에서 활성화된 자기장 진동을 의미하며, 이는 동일한 이산 주파수에서 진동하는 관측 결과를 바탕으로 고위도에서 H 성분, SuperDARN LOS 속도 및 에코 전력, GPS TEC의 진동에 영향을 미칠 수 있다.

-. 고위도에서 H 성분, 에코 전력 및 GPS 총 전자 함량(TEC)에서 관측된 Pc5 진동은 태양풍 동압력 증가에 의해 발생하는 자기장 선 공명(FLR)에 기인한다. 반면, 저위도 지역에서는 이러한 진동이 공동 모드 또는 자기유체역학(MHD) 도파관 모드에 의해 발생한다.

2. 아이슬랜드 기지 근거리에코 (near-range echoes)관측 및 PMSE 식별 (논문 재제출위한 수정보완중, 주저자)

SuperDARN은 경사 사운딩 시스템을 이용하여 D-영역 이온층에서 PMSE(Polar Mesospheric Summer Echoe)를 관측할 수 있으며, 이 시스템은 주파수에 따라 15°-35°의 고도각에서 최대 감도를 나타낸다(Greenwald et al., 1985). PMSE는 180-315km(게이트 1-4)의 게이트 근처에서 관측될 수 있다(Ogawa et al., 2002, 2003; Hosokawa et al., 2005). 유성 에코는 시간적, 공간적 범위에서 불연속적인 입자 분포를 특징으로 한다.
그림 5.2.1a와 5.2.1b(위쪽)는 2015년 6월 8일 발생한 이벤트 A와, 그림 5.2.1c와 5.2.1d(아래쪽)는 2015년 7월 16일 발생한 이벤트 B에 대해 자정 직후 시간대의 0-15번째 빔까지의 시선 속도(좌) 그리고 에코세기(우)를 위에서 아래로 네 번째 빔마다 나타낸 것이다. 색상표에서 양의 시선 속도는 서쪽 방향(레이더 방향)을, 음의 시선 속도는 동쪽 방향(레이더에서 멀어지는 방향)을 나타낸다.
그림 5.2.1a와 5.2.1c에서, 가까운게이트(게이트 1-4번) 에서 각각 0200-0300 UT와 0000-0100 UT경에 큰 음의 속도(-100～-200 ms^{-1})가 나타났다. 게이트 근처(게이트 1-2)의 속도는 대부분 빔 0에서는 약하지만 빔 12-15에 접근함에 따라 증가한다. 표류 속도는 북동쪽을 향하고 있지만, 빔 12-15에 접근할수록 속도가 증가하기 때문에 동쪽으로의 흐름이 강함을 알 수 있다. 0200-0300 UT(이벤트 A)와 0000-0100 UT(이벤트 B) 이후에는 각각 게이트 1,2의 속도가 점차 서쪽을 향하여 약 40-50 ms^{-1}의 속도와 0m/s근방에 머무는 것으로 보였다. 이벤트A 경우 낮은 서쪽 방향 속도는 PYK 지점이 자정 영역 바깥쪽의 준오로라 영역으로 복귀했음을 시사해준다. 안데스 산맥의 고위도 지역(지리 좌표 69.3°N, 16°E, 지자기 위도 66.7°N)에서의 풍향 관측에 따르면, 여름철 배경의 동서 방향 바람은 고도 약 90km에서 반전이 이루어진다. 즉, 90km 이하에서는 서쪽 방향의 중성풍이, 90km 이상에서는 동쪽 방향의 중성풍이 우세하게 나타난다. 90km 이하에서 서쪽 방향의 중성풍은 고도가 78km까지 낮아짐에 따라 -5～-20ms^{-1}에서 -20～-40ms^{-1}로 증가한다(Stober et al., 2017). 따라서 게이트 근처에서 약 50ms^{-1}의 서쪽 방향 표류 속도(그림 5.2.1a 및 5.2.1b)는 1-2번 게이트가 90km 이하의 D 영역 고도를 관측했음을 의미한다. 이전 연구에서는 SuperDARN 레이더의 게이트 1～4의 에코를 이용하여 PMSE를 조사했다(Ogawa et al., 2002, 2003; Hosokawa et al., 2005).

그림 5.2.1b와 5.2.1d에는 빔 15의 게이트 1과 2에서의 LOS 속도가 각각 표시되어 있다. 게이트 1에서는 0200~0300 UT 사이에, 게이트 2에서는 0000~0100 UT 사이에 약 40분 동안 지속되며 최대 ~200 ms^{-1}에 도달하는 큰 동쪽 방향 LOS 속도가 나타났다. 이러한 지속적인 고속 에코는 동쪽으로 이동하는 PMSE 고속 흐름으로 볼 수 있다. 100~200 ms^{-1}의 전자밀도 또는 하전 얼음 입자의 표류 속도는 D 영역 이온층에서 상대적으로 크게 나타난다.

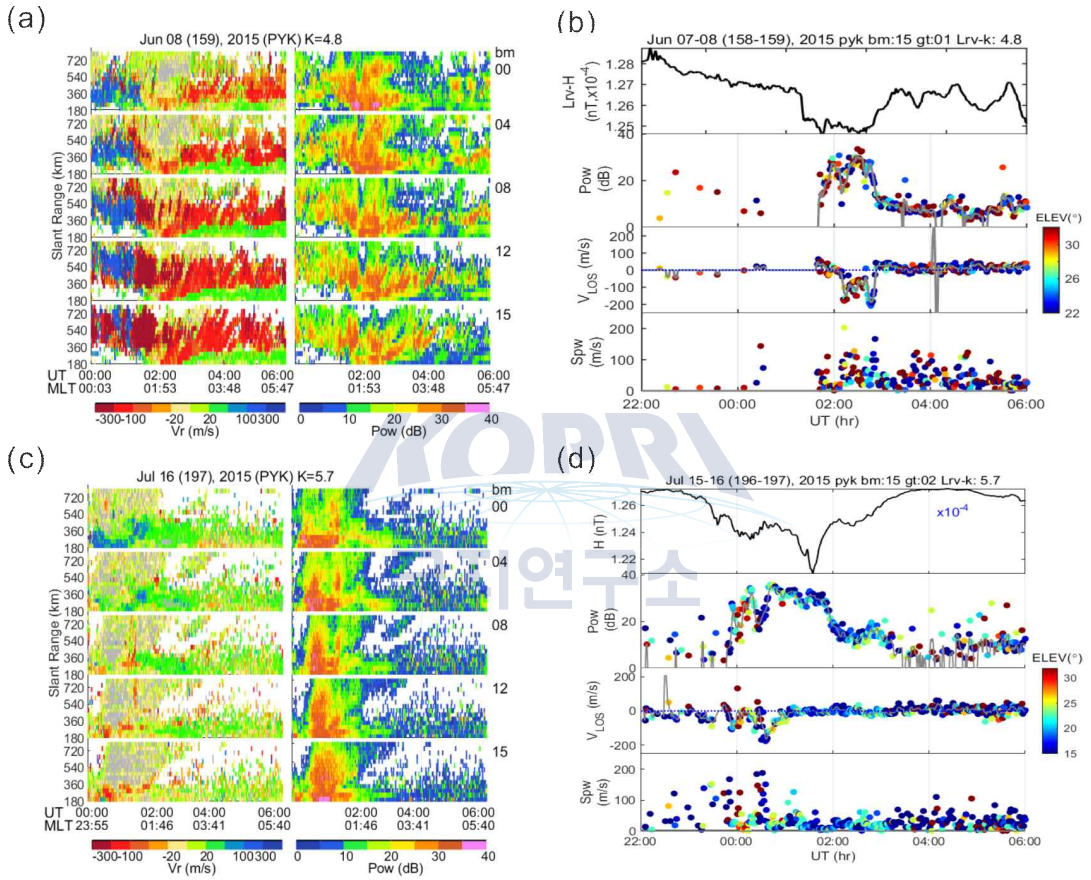


그림 5.2.1 slant-range 180-740km 범위 자정시간으로부터 이른 새벽시간까지 에코 생성 및 시간추이분석: (a)-(b)(위쪽)는 2015년 6월 8일 발생한 이벤트 A와, (c)-(d)(아래쪽)는 2015년 7월 16일 발생한 이벤트 B로서 (a),(c) slope 거리 740km 까지 (좌)LOS velocity 와 (우) 에코파워; (b)(d) 각 이벤트에서 위로부터 지역지자기H 성분, 게이트1과 2의 에코파워, 속도, spectral width를 나타냄.

그림 5.2.2는 이벤트 A와 B에 대해 각각의 시간 구간 01:20-04:00 과 23:40-02:20을 20분 단위 셀로 구분하여 에코 파워와 LOS(line-of-sight) 속도를 고도 프로파일로 나타냈다. 전통적으로 PMSE를 추출하기 위해 파워 8dB 이상과 속도 ±0-50m/s 의 낮은 속도를 허

용하였었다. 그 전통적 PMSE 는 이벤트A(그림 5.2.2a)인 경우 i'과 l'의 일부와 m'-o' 구간만을 지정할 수 있다. 반면 같은 고도에 편재된 -100~-200 m/s 속도를 갖는 j', l'의 경우 는 전통적 PMSE기준에 해당하지 않지만, 파워면에서 볼 때 높은 10dB 또는 20dB이상의 높은 파워를 갖고 발생하였고 짧은 시간 m에서 발생한 에코파워의 분포와 유사하며, 유사 고도(60-90 km)에 분포하므로 D-영역 현상으로 간주할 수 있다. 높은 파워를 나타내는 것은 polar mesospheric summer echo이름을 부여한 의도에도 부합한다.

한편 속도에 있어서 전통적 PMSE보다 높은 -100~-200 m/s 구간의 높은 속도를 갖기 때문에 이를 D-영역 현상이 아니라고 부인할 수도 없다.

이벤트 B(그림 5.2.2b)의 경우에서도 속도가 0-50m/s주위에 분포한 k'일부와 l'-o'를 볼 수 있다. h'-k'에서 높은 속도가 나타나는 동적상태(dynamical)인 동시에, 에코파워에 있어서도 σ (표준편차) 가 높은 분포를 나타내고 있어 불안정한 에코단계로 볼 수 있다.

전통적인 PMSE와 같은 고도에서, 보다 앞서 발생하는 지자기 교란에 반응하는 단계로 볼 수 있으며, 전통적인 PMSE로 안정화 되기전 교란된상태로 볼 때, 이는 전통적PMSE가 생성되기위해 거치는 전이상태로 이해할 수 있다.

PMSE가 안정화된 경우 대전된(charged) iced particle상태이므로 에코세기도 거의 일정하다(k-m). 이후 iced particle이 녹으면서 에코파워는 낮아지고 안정성은 낮아지는 것을 n-o 셀에서 확인할 수 있다. iced particle이 되기전 상황을 다음과 같이 가정할 수 있다: 고에너지 전자입자유입에 의한 이온화로인해 electron density가 증가한 상태에서 iced particle로 전이되는 상태에서 높은 속도까지 다양한 속도가 발생하고 다양한 에코 파워가 발생한다.

이러한 다양한 에코파워와 다양한 속도 발생 상태를 dynamical PMSE로 지칭할 수 있다. 이러한 불안정한 상태의 dynamical PMSE의 물리적 특성을 지속적 연구를 통하여 더 구체화할 필요가 있다.

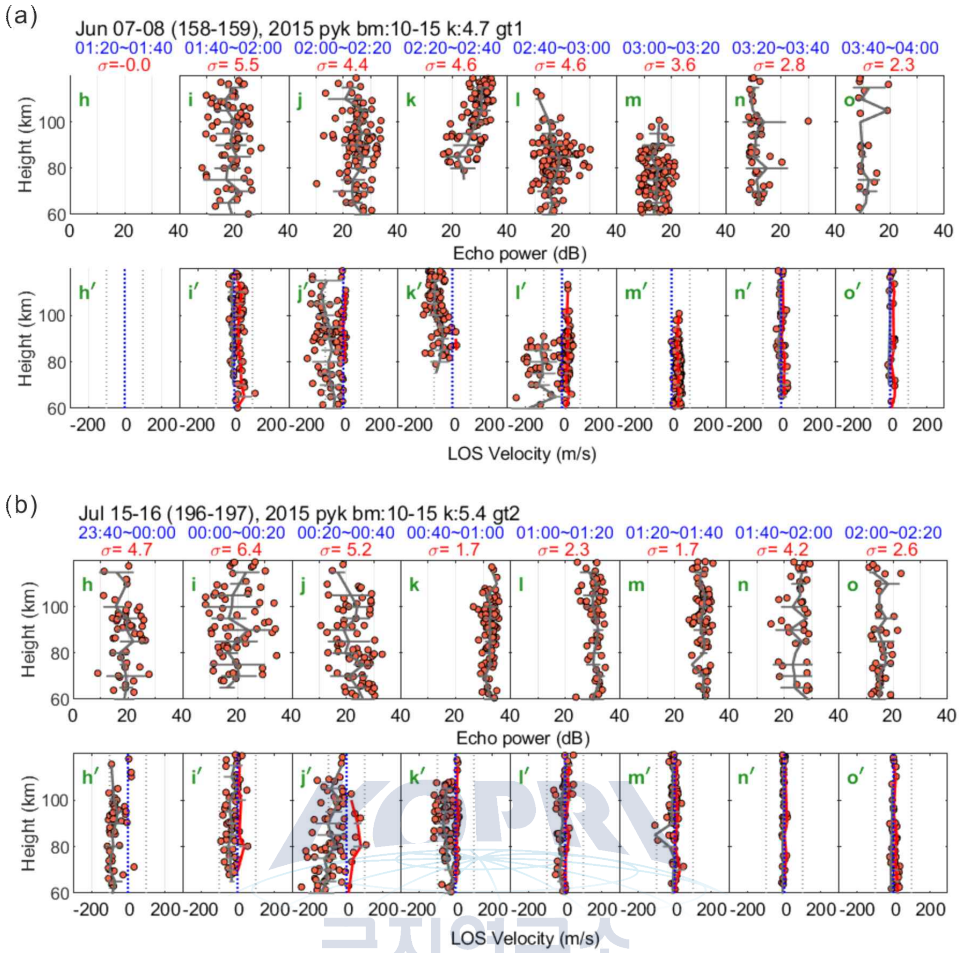


그림 5.2.2 근거리 에코의 정적 및 동적 PMSE 관측: (a) 2015.6.8. 01:20-04:00; (b) 2015.7.15.-16 23:40-02:20. 레이더빔 경도각으로부터 고도로변환하여 에코파워와 속도를 20분 간격으로 고도분포 프로파일로 나타냄.

제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

제 1 절 1차년도(2020)

성과목표 : 서브오로라 대 (세종기지) 고층대기 다년도 통계분석

평가 착안점 :
1) 세종기지 관측자료의 국제 공동 연구 활용도
2) 기초 분석 및 해석 능력
3) 연구결과의 학술 발표 및 논문출판 능력

연구달성도 및 대외기여도 : 연구논문 5 편 출판으로 성과목표 초과 달성

- 서브오로라 환에 대한 전천카메라 자료 분석 논문으로 남북 자기공액 점들의 자기권/열권 활동 이해에 국제적으로 기여함.
  (JGR 124, doi.org/10.1029/2019JA027321)
- 서브오로라 환과 GPS 신호 분석 기법 확보
- 세종기지 유성레이다 바람 자료 분석하여 2019년 성층권 돌연승온 현상을 발견 논문을 발표하여 남반구 중층대기 연구에 국제적으로 기여함.
  (Geo. Res. Lett., doi.org/10.1029/2020GL089199)
- 유성레이다 바람 자료로부터 행성파를 추출하는 웨이브렛 분석 기법 확보
- 브라질 남극 기지 (Ferraz 기지)의 중량파 분석 연구에 세종기지 유성레이다 바람 자료를 제공하여 중량파 필터링 현상 이해에 기여함.
  (MDPI Atmosphere, 11, 880, doi:103390/atmos11080880)
- 북반구 2017 SSW 시기에 저위도 중간권 바람에 장주기 행성파 분석 논문에 참여하여 북반구 고층 대기 연구에 기여함.
  (J. Atmos. Solar_Terr. Physics, 207, doi.org/10.1016/j.jastp.2020.105352)
- 남반구 2010년 SSW 시기에 고위도와 저위도 중간권 온도의 역상관 관계 논문을 발표하여 남반구 고층 대기 연구에 국제적으로 기여함.
  (Atmos. Sci. Lett., doi.org/10.1002/asl.1010)

KOPRI 극지연구소

제 2 절 2차년도(2021)

성과목표 : 서브오로라 대 (세종기지) 오로라 영향 추출 통계분석

평가 착안점 :
1) 오로라 영향을 찾아내는 자료의 통계 분석 능력
2) 연구결과의 학술 발표 및 논문출판 능력

연구달성도 및 대외기여도: 연구 논문 6편 출판으로 성과 목표 초과 달성

- 세종기지 중간권 중량파의 통계적 특성 분석 논문으로 남극권 및 남아메리카 지역의 중간권 동역학 이해에 국제적으로 기여함.
  (JGR 126, doi.org/10.1029/2021JD035842)
- 세종기지 전천카메라 관측 2012-2016년도 대기광 이미지에서 대기 파동 추출하는 M-transform 기법 활용 능력 확보
- 세종기지 상공 중간권 온도와 유성흔 고도 분포 관계 모델 분석 논문 발표로 유성레이다 자료의 해석에 국제적으로 기여함.
  (J. Geophys. Res. 127, doi.org/10.1029/2021JA029812)
- 유성흔 고도 분포로부터 중간권 온도 추산 메카니즘을 규명하는 유성흔 삭마 모델 (ablation model) 개발
- 세종기지 유성레이다 바람 자료로부터 추출된 중량파 활동의 계절 변화 분석 논문으로 남극권 및 남아메리카 중층대기 역학 이해에 기여함.
  (J. Geophy. Res. 126, doi.org/10.1029/2021JD034528)
- 세종기지 바람 자료의 시간 변화 (wind variance) 로부터 중량파 활동을 추출 기법 확보
- 유성레이다 자료 분석 기법을 활용한 한반도 중간권 바람 특성 분석 논문 발표로 국내 고층 대기 연구에 기여함.
  (J. Astron. Space Sci. 38, doi.org/105140/JASS2021.28.4.229)
- 한반도 중간권 (80-100 km 고도) 바람의 계절적 특성 도출 능력 확보
- Polar vortex 와 중량파 수직 전파와의 관련성을 분석 논문에 참여함으로서 전지구적 중량파 활동의 이해에 기여함.
  (Ann. Geophy., 39, 1-29)
- 세종기지 GPS 신틸레이션 상시 수신 자료 확보

KOPRI 극지연구소

: 로그 및 시놉스 자료를 주간 단위로 확인

- 세종기지 바람자료로부터 발견한 2019년 남극 성층권돌연승온 (SSW) 현상을 WACCM 시뮬레이션을 통해 중간권 행성파의 활동과의 연관성 규명 논문 발표로 국제적으로 인정받음.

(J. Geophys. Res. 126, doi.org/10.1029/2020JA029094)

- SD-WACCM 활용 및 행성파 활동 추출 기법 확보

제 3 절 3차년도(2022)

성과목표 : 오로라 폭풍시 서브오로라 지역 고층 대기 변화 분석

평가 착안점 :

1) 오로라 영향을 찾아내는 자료의 통계 분석 능력

2) 연구결과의 학술 발표 및 논문출판 능력

연구달성도 및 대외기여도: 연구 논문 1편 출판으로 성과 목표 달성

- 남반구 소형 SSW 기간동안 중간권 냉각에 인류의 영향 분석 논문에 참여하여 고층대기 기후변화 연구에 국제적으로 기여함.

(MDPI Atmosphere, 2022, 13, 1475, doid.org/10.3390/atmos1091475)

- 북반구 중위도 지역인 미국 SDSS 스펙트럼 자료에서 OH 대기광 온도 결정 알고리즘 개발

: 미국 SDSS 스펙트럼의 OH 대기광 온도에서 오로라 영향을 발견 못함.

제 4 절 4차(2-1차) 년도(2023)

성과목표 : 오로라 폭풍시 서브오로라 지역 고층 대기 변화 분석

평가 착안점 :

1) 오로라 및 지자기 교란 영향을 찾아내는 자료의 통계 분석 능력

2) 연구결과의 학술 발표 및 논문출판 능력

연구달성도 및 대외기여도: 연구 논문 1편 출판

- 자기장 국소 시간 및 고도 프로파일에서 극지방 중간권 여름 에코 특성 분석연구
(J. Astron. Space Sci., 2023, 40(3), 101-111, https://doi.org/10.5140/JASS.2023.40.3.101)

제 4 절 5차(2-2차) 년도(2024)

성과목표 : 오로라 폭풍시 서브오로라 지역 고층 대기 변화 분석

평가 착안점 :
1) 오로라 지역(위도)에서 Pc5 파동관측 분석 능력
2) 연구결과의 학술 발표 및 논문출판 능력

연구달성도 및 대외기여도: 연구 논문 출판을 위한 리뷰중.

KOPRI 극지연구소

제 6 절 6차(2-3차) 년도(2025)

성과목표 : 오로라 폭풍시 서브오로라 지역 고층 대기 변화 분석

평가 착안점 :
1) 오로라지역 관측 SuperDARN 자료분석능력
2) SuperDARN자료에서 PMSE 도출 분석능력
2) 연구결과의 학술 발표 및 논문출판 능력

연구달성도 및 대외기여도: 연구 논문 출판을 위한 논문작성중.

제 5 장 연구개발 결과의 활용 계획

본 과제 연구 결과로 발견한 2019년 9월 초에 남반구 성층권 돌연 승온 (SSW) 현상은 그 파급 효과가 매우 크다는 것이 지속적으로 밝혀지고 있다. 특히 극지역에서 발생한 현상이 적도지역 전리권까지 영향을 미쳤다는 연구가 최근에 많이 보고되고 있다. 본 연구에서는, 극지역 성층권에서 일어난 현상이 어떻게 극지역 중간권뿐 아니라 적도지역 중간권까지 영향을 미칠 수 있었는지를 관측과 시뮬레이션을 통해 밝혔다. 이러한 연구결과는 극지역 저층대기에서의 파동 현상이 극지역 중간권에 전파되어 다양한 물리량에 영향을 준 다는 점과 더불어 심지어는 반대반구의 저위도지역 중간권 및 열권지역에도 영향을 줄 수 있다는 점을 시사하고 있다. 이는 저층대기와 고층대기간의 연계과정을 이해하고 더 나아가 전지구적 규모에서의 연계과정을 이해하는데 필수적이다. 따라서 본 과제에서 도출된 SSW 분석 기법과 세종기지 유성레이다의 자료는 향후 전지구 저층대기-고층대기 연관성 연구에 국내외적으로 활용될 것이다.

본 과제 연구 결과로 개발된 유성 삭마 모델은 유성흔 고도분포와 중간권 온도와의 선형 관계는 기존의 유성레이다 유성흔 확산자료로부터 구하는 중간권 온도보다 더 견고하고 정확한 온도를 추산할 수 있게 한다. 따라서 이 모델은 타 유성 레이다 자료를 분석하는데 활용될 것이다.

본 과제 수행 과정에서 확보 및 개발한 대기광 전천 카메라 분석 기법과 파동 추출 알고리즘은 타 전천 카메라 화상 자료를 분석하는데 활용될 것이다. 특히 한반도, 장보고기지, 북극 기지 등에 설치된 타 전천 카메라 자료를 분석하는 툴로서 활용도가 높다.

이런 활용을 위해 세종기지 고층 대기 관측 자료의 품질 유지, 아카이빙, 분석 툴 개발 및 교육을 계획하고 있다.

KOPRI 극지연구소

제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

본 과제 연구 수행에는 많은 해외과학기술 정보가 수집 활용되었다. 구체적으로 다양한 위성 자료와 대기장 재분석 자료, 타기지 유성레이다 자료, 타기지 MST레이다 자료, 전천카메라 화상 분석 기법 등이 있다. 다음은 이런 자료들의 출처를 제시한다.

MERRA-2 재분석 자료 (Gelaro et al., 2017)
AURA/MLS 위성 자료 (https://mls.jpl.nasa.gov/data/v4-2_data_quality_document.pdf).
specified dynamics (SD) version of WACCM6 모델 (Gettelman et al., 2019)
M-Transform 소프트웨어 : National Institute Polar Research (Matsuda et al., 2014; Perwitasari et al., 2018)

KOPRI
극지연구소

제 7 장 참고 문헌

Aarons, J. (1987). F layer irregularity observations of the SAR arc event of March 5 - 6, 1981. Radio Science, 22, 100 - 110. https://doi.org/10.1029/RS022i001p00100

Aarons, J., & Allen, R. S. (1971). Scintillation boundary during quiet and disturbed magnetic conditions. Journal of Geophysical Research, 76, 170 - 177. https://doi.org/10.1029/JA076i001p00170

Alexeyev, V., Ievenko, I., & Parnikov, S. (2009). Occurrence rate of SAR arcs during the 23rd solar activity cycle. Advances in Space Research, 44, 524 - 527. https://doi.org/10.1016/j.asr.2009.04.024

Anderson BJ, Engebretson MJ, Rounds SP, Zanetti LJ, Potemra TA (1990). A statistical study of Pc 3 - 5 pulsations observed by the AMPTE/CCE magnetic fields experiment, 1. Occurrence distributions. J Geophys Res 95:10495. https://doi.org/10.1029/JA095iA07p10495

Andrews,D. G., Holton, J. R., & Leovy, C. B. (1987). *Middle atmosphere dynamics*. Academic press.

Azeem, S. M. I., Talaat, E. R., Sivjee, G.G., Liu, H. L., & Roble, R. G. (2005). Observational study of the 4-daywave in the mesosphere preceding the sudden stratospheric warming events during1995 and 2002. *Geophysical Research Letters*, *32*(15), 2 - 5.https://doi.org/10.1029/2005GL023393

Azeem, S. M. I., Talaat, E. R., Sivjee, G.G., & Yee, J. H. (2010). Mesosphere and lower thermosphere temperature anomalies during the 2002 Antarctic stratospheric warming event. *Annales Geophysicae*, *28*(1), 267 - 276.https://doi.org/10.5194/angeo-28-267-2010

Baggaley, W. J. (2002). Radar observations. *Meteors in the Earth's Atmosphere*, 123 - 148.

Basu, S. (1974). VHF ionospheric scintillation at L = 2.8 and formation of stable auroral red arcs by magnetospheric heat conduction. Journal of Geophysical Research, 79, 3155 - 3160. https://doi.org/10.1029/JA079i022p03155

Basu, S. (1978). Ogo 6 observations of small scale irregularity structures associated with subtrough density gradients. Journal of Geophysical Research, 83, 182 - 190. https://doi.org/10.1029/JA083iA01p00182

KOPRI 극지연구소

Baumgardner, J., Wroten, J., Semeter, J., Kozyra, J., Buonsanto, M., Erickson, P., & Mendillo, M. (2007). A very bright SAR arc: Implications for extreme magnetosphere ionosphere coupling. Annales Geophysicae, 25, 2593 - 2608. https://doi.org/10.5194/angeo 25 2593 2007

Belakhovsky, V., Pilipenko, V., Engebretson, M., Sakharov, Y., & Selivanov, V. (2019). Impulsive disturbances of the geomagnetic field as a cause of induced currents of electric power lines. Journal of Space Weather and Space Climate, 9, A18.

Bhagavathiammal, G. J., Sathishkumar, S.,Sridharan, S., & Gurubaran, S. (2016). Comparison of the dynamical responseof low latitude middle atmosphere to the major stratospheric warming events inthe Northern and Southern Hemispheres. *Journal of Atmospheric andSolar-Terrestrial Physics*, *146*, 205 - 214.https://doi.org/10.1016/j.jastp.2016.06.007

Boteler, D. H., Pirjola, R. J., & Nevanlinna, H. (1998). The effects of geomagnetic disturbances on electrical systems at the Earth's surface. Adv. Space Res., 22(1), 17 - 27.

Brakebusch,M., Randall, C. E., Kinnison, D. E., Tilmes, S., Santee, M. L., & Manney,G. L. (2013). Evaluation of Whole Atmosphere Community Climate Model simulations of ozone during Arctic winter 2004 - 2005. Journal of GeophysicalResearch: Atmospheres, 118, 2673 - 2688.

Briggs BH (1984), The analysis of spaced sensor records by correlation techniques, vol. 13, in Middle Atmosphere Program: Handbook for Map: vol. 13, ed. Vincent RA (Scotts Valley, CA, CreateSpace Independent Publishing Platform), 166-186.

Briggs BH, Phillips GJ, Shinn DH(1950), The analysis of observations on spaced receivers of the fading of radio signals, Proc. Phys. Soc. B 63, 106-121. https://doi.org/10.1088/0370-1301/63/2/305

Bremer J, Hansen TL, Hoffmann P, Latteck R (2001), Dependence of polar mesosphere summer echoes on solar and geomagnetic activity, Adv. Space Res. 28, 1071-1076. https://doi.org/10.1016/S0273-1177(01)80039-9

Brown, P., Stober, G., Schult, C., Krzeminski, Z., Cooke, W., & Chau, J. L. (2017). Simultaneous optical and meteor head echo measurements using the Middle Atmosphere Alomar Radar System (MAARSY): Data collection and preliminary analysis. *Planetary and Space Science*, *141*, 25 - 34.

https://doi.org/10.1016/j.pss.2017.04.013

Campbell-Brown, M. D. (2008). Directional variation of sporadic meteor activity and velocity. *Earth, Moon, and Planets*, *102*(1), 79 - 84. https:// doi.org/10.1007/s11038-007-9152-8

Campbell-Brown, M. D., & Koschny, D. (2004). Model of the ablation of faint meteors. *Astronomy & Astrophysics*, *418*(2), 751 - 758. https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041001-1

Ceplecha, Z., Borovička, J., Elford, W. G., ReVelle, D. O., Hawkes, R. L., Porubčan, V., & Šimek, M. (1998). Meteor phenomena and bodies. *Space Science Reviews*, *84*(3), 327 - 461. https://doi.org/10.1023/A:1005069928850

Cervera, M. A., & Reid, I. M. (2000). Comparison of atmospheric parameters derived from meteor observations with CIRA. *Radio Science*, *35*(3), 833 - 843. https://doi.org/10.1029/1999RS002226

Chandran, A., & Collins, R. L. (2014). Stratospheric sudden warming effects on winds and temperature in the middleatmosphere at middle and low latitudes: A study using WACCM. *AnnalesGeophysicae*, *32*(7), 859 - 874. https://doi.org/10.5194/angeo-32-859-2014

Chang, L. C., Palo, S. E., & Liu, H. L.(2009). Short-term variation of the s = 1 nonmigrating semidiurnal tide duringthe 2002 stratospheric sudden warming. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *114*(3), 1 - 13. https://doi.org/10.1029/2008JD010886

Chen, L., & Hasegawa, A. (1974). A theory of long-period magnetic pulsations: 1. Steady-state excitation of field line resonance. J. Geophys. Res., 79(7), 1024 - 1032.

Cherniak, I., & Zakharenkova, I. (2016). High latitude ionospheric irregularities: Differences between ground and space based GPS measurements during the 2015 St. Patrick's Day storm. Earth, Planets and Space, 68(1), 1 - 13. https://doi.org/10.1186/s40623 016 0506 1

Chilson, P. B., Czechowsky, P., & Schmidt, G. (1996). A comparison of ambipolar diffusion coefficients in meteor trains using VHF radar and UV lidar. *Geophysical Research Letters*, *23*(20), 2745 - 2748. https://doi.org/10.1029/96GL02577

Chilson PB, Kirkwood S, Nilsson A (1999), The Esrange MST radar: a brief introduction and procedure for range validation using balloons, Radio Sci. 34, 427-436. https://doi.org/10.1029/1998RS900023

Cho JYN, Rottger J (1997), An updated review of polar mesosphere summer echoes: observation, theory, and their relationship to noctilucent clouds and subvisible aerosols, J. Geophys. Res. 102, 2001-2020. https://doi.org/10.1029/96JD02030.

Close, S., Hamlin, T., Oppenheim, M., Cox, L., & Colestock, P. (2008). Dependence of radar signal strength on frequency and aspect angle of nonspecular meteor trails. *Journal of Geophysical Research*, *113*(A6). https://doi.org/10.1029/2007JA012647

Conrwall, J. M., Coroniti, F. V., & Thorne, R. M. (1971). Unified theory of SAR arc formation at the plasmapause. Journal of Geophysical Research, 76, 4428 – 4445. https://doi.org/10.1029/JA076i019p04428

Craven, J. D., Frank, L. A., & Ackerson, K. L. (1982). Global observations of a SAR arc. Geophysical Research Letters, 9, 961 – 964. https://doi.org/10.1029/GL009i009p00961

Danabasoglu,G., Lamarque, J. F., Bacmeister, J., Bailey, D. A., DuVivier, A. K., Edwards,J., et al. (2020). The Community Earth System Model Version 2 (CESM2). Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 12, e2019MS001916. https://doi.org/10.1029/2019MS001916

Dowdy, A. J., Vincent, R. A., Murphy, D. J.,Tsutsumi, M., Riggin, D. M., & Jarvis, M. J. (2004). The large-scale dynamics of the mesosphere-lower thermosphere during the Southern Hemisphere stratospheric warming of 2002. *Geophysical Research Letters*, *31*(14),3 – 6. https://doi.org/10.1029/2004GL020282

Dowdy, A. J., Vincent, R. A., Tsutsumi, M.,Igarashi, K., Murayama, Y., Singer, W., et al. (2007). Polar mesosphere andlower thermosphere dynamics: 2. Response to sudden stratospheric warmings. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *112*(17), 1 – 14.https://doi.org/10.1029/2006JD008127

Dyrland, M. E., Hall, C. M., Mulligan, F. J., Tsutsumi, M., & Sigernes, F. (2010). Improved estimates for neutral air temperatures at 90 km and 78N using satellite and meteor radar data. *Radio Science*, *45*(4). https://doi.org/10.1029/2009RS004344

Dyrud, L., Wilson, D., Boerve, S., Trulsen, J., Pecseli, H., Close, S., et al. (2008). Plasma and electromagnetic wave simulations of meteors. *Advances in Space Research*, *42*(1), 136 – 142. https://doi.org/10.1016/j.asr.2007.03.048

Dyrud, L. P., Ray, L., Oppenheim, M., Close, S., & Denney, K. (2005). Modelling high-power large-aperture radar meteor trails. *Journal of Atmospheric and*

Solar-Terrestrial Physics, *67*(13), 1171 - 1177. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2005.06.016

Ecklund WL, Balsley BB (1981), Long-term observations of the arctic mesosphere with the MST radar at Poker Flat, Alaska, J. Geophys. Res. 86, 7775-7780. https://doi.org/10.1029/JA086iA09p07775.

Edmon, H. J., Hoskins, B. J., &McIntyre, M. E. (1980). Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *Journalof the Atmospheric Sciences*, *37*(12), 2600 - 2616.https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2600:epcsft>2.0.co;2

Elford, W. G. (2004). Radar observations of meteor trails, and their interpretation using Fresnel holography: A new tool in meteor science. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *4*(4), 911 - 921. https://doi.org/10.5194/acp-4-911-2004

Ellyett, C. D., & Kennewell, J. A. (1980). Radar meteor rates and atmospheric density changes. *Nature*, *287*, 521 - 522. https://doi.org/10.1038/287521a0

Eshleman, V. R. (1957). The theoretical length distribution of ionized meteor trails. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, *10*(2), 57 - 72. https://doi.org/10.1016/0021-9169(57)90140-X

Eswaraiah, S., Kim, Y. H., Hong, J., Kim, J.H., Ratnam, M. V., Chandran, A., et al. (2016). Mesospheric signatures observedduring 2010 minor stratospheric warming at King Sejong Station (62°S, 59°W). *Journalof Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *140*, 55 - 64.https://doi.org/10.1016/j.jastp.2016.02.007

Eswaraiah, S., Kim, Y. H., Liu, H., Ratnam, M. V., & Lee, J. (2017).Do minor sudden stratospheric warmings in the Southern Hemisphere (SH) impactcoupling between stratosphere and mesosphere-lower thermosphere (MLT) like major warmings?. *Earth, Planets and Space*, *69*(1), 119. https://doi.org/10.1186/s40623-017-0704-5

Eswaraiah, S., Kim, Y. H., Lee, J., Ratnam, M. V., & Rao, S. V. B. (2018). Effect of Southern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings on Antarctica Mesospheric Tides: First Observational Study. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *123*(3),2127 - 2140. https://doi.org/10.1002/2017JA024839

Eswaraiah, S., Venkat Ratnam, M., Kim, Y.H., Kumar, K. N., Venkata Chalapathi, G., Ramanajaneyulu, L., et al. (2019).Advanced meteor radar observations of mesospheric dynamics during 2017 minorSSW over the tropical region. *Advances in Space Research*, *64*(10),1940 - 1947. https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.05.039

Eswaraiah, S., Kim, J. H., Lee, W., Hwang,J., Kumar, K. N., & Kim, Y. H. (2020).

Unusual Changes in the Antarctic Middle Atmosphere During the 2019 Warming in the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, *47*(19), 1 – 11. https://doi.org/10.1029/2020GL089199

Eyring, V., Chipperfield, M. P.,Giorgetta, M. A., Kinnison, D. E., Matthes, K., Newman, P. A., Pawson, P. A.,Shepherd, T. G., & Waugh, D. W. (2008). Overview of the new CCMval reference and sensitivity simulations in support of upcoming ozone and climate assessments and the planned SPARC CCMVal report. SPARC Newsletter, 30, 20 – 26.

Eyring, V., Lamarque, J.-F., Hess,P., Arfeuille, F., Bowman, M. P., Chipperfield, K., et al. (2013). Overview ofIGAC/SPARC Chemistry-Climate Model Initiative (CCMI) community simulations in support of upcoming ozone and climate assessments. SPARC Newsletter, 40, 48 – 66.

Friis Christensen, E., Lühr, H., Knudsen, D., & Haagmans, R. (2008). Swarm—An Earth observation mission investigating geospace. Advances in Space Research, 41, 210 – 216. https://doi.org/10.1016/j.asr.2006.10.008

Fritz, S., & Soules, S. D. (1970).Large-Scale Temperature Changes in the Stratosphere Observed from Nimbus III. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *27*(7), 1091 – 1097.https://doi.org/10.1175/1520-0469(1970)027<1091:LSTCIT>2.0.CO;2

Fujiwara,M., Wright, J. S., Manney, G. L., Gray, L. J., Anstey, J., Birner, T., ...& Homeyer, C. R. (2017). Introduction to the SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) and overview of the reanalysis systems. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *17*(2), 1417-1452. https://doi.org/10.5194/acp-17-1417-20107

Gan, Q., Eastes, R. W., Burns, A. G., Wang,W., Qian, L., Solomon, S. C., et al. (2020). New Observations of Large-ScaleWaves Coupling With the Ionosphere Made by the GOLD Mission: Quasi-16-Day Wave Signatures in the F-Region OI 135.6-nm Nightglow During Sudden Stratospheric Warmings. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *125*(4),1 – 9. https://doi.org/10.1029/2020JA027880

Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J.,Todling, R., Molod, A., Takacs, L., et al. (2017). The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, *30*(14), 5419 – 5454. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1

Gettelman, A., Mills, M. J., Kinnison, D.E., Garcia, R. R., Smith, A. K., Marsh, D. R., et al. (2019). The Whole Atmosphere Community Climate Model Version 6

(WACCM6). *Journal ofGeophysical Research: Atmospheres*, *124*(23), 12380 – 12403.https://doi.org/10.1029/2019JD030943

Goncharenko, L. P., Harvey, V. L., Greer, K.R., Zhang, S. R., & Coster, A. J. (2020). Longitudinally Dependent Low-Latitude Ionospheric Disturbances Linked to the Antarctic SuddenStratospheric Warming of September 2019. *Journal of Geophysical Research:Space Physics*, *125*(8), 1 – 13. https://doi.org/10.1029/2020JA028199

Greenwald, R. A., K. B. Baker, R. A. Hutchins, and C. Hanuise (1985), An HF phased-array radar for studying small-scale structure in the high-latitude ionosphere, Radio Sci., 20, 63, doi:10.1029/RS020i001p00063.

Guharay, A., & Batista, P. P. (2019). Onthe variability of tides during a major stratospheric sudden warming inSeptember 2002 at Southern hemispheric extra-tropical latitude. *Advances inSpace Research*, *63*(8), 2337 – 2344. https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.12.037

Guharay, A., Batista, P. P., Clemesha, B.R., & Sarkhel, S. (2014). Response of the extratropical middle atmosphere to the September 2002 major stratospheric sudden warming. *Advances in SpaceResearch*, *53*(2), 257 – 265. https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.11.002

Hall, C. M., Dyrland, M. E., Tsutsumi, M., & Mulligan, F. J. (2012). Temperature trends at 90 km over Svalbard, Norway (78N 16E), seen in one decade of meteor radar observations. *Journal of Geophysical Research*, *117*(8). https://doi.org/10.1029/2011JD017028

Hargreaves, J. K. (1992). “The solar-terrestrial environment“, Cambridge Atmospheric and Space Science Series, 5, Cambridge, Cambridge Univ. Press.

Hernandez, G. (2003). Climatology of the upper mesosphere temperatureabove South Pole (90°S): Mesospheric cooling during 2002. *GeophysicalResearch Letters*, *30*(10), n/a-n/a.https://doi.org/10.1029/2003GL016887

Hoch, R. J. (1973). Stable auroral red arcs. Reviews of Geophysics, 11(4), 935 – 949. https://doi.org/10.1029/RG011i004p00935

Hocking, W. K. (1999). Temperatures using radar-meteor decay times. *Geophysical Research Letters*, *26*(21), 3297 – 3300. https://doi.org/10.1029/1999GL003618

Hocking, W. K., Thayaparan, T., & Jones, J. (1997). Meteor decay times and their use in determining a diagnostic mesospheric temperature-pressure parameter: Methodology and one year of data. *Geophysical Research Letters*, *24*(23),

2977 - 2980. https://doi.org/10.1029/97GL03048

Hoffmann P, Singer W, Bremer J (1999), Mean seasonal and diurnal variations of PMSE and winds from 4 years of radar observations at ALOMAR, Geophys. Res. Lett. 26, 1525-1528. https://doi.org/10.1029/1999GL900279

Hoffmann, P., Singer, W., Keuer, D., Hocking, W. K., Kunze, M., & Murayama, Y. (2007). Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 69(17-18), 2355-2366.

Holdsworth DA, Reid IM (1995), A simple model of atmospheric radar backscatter: description and application to the full correlation analysis of spaced antenna data, Radio Sci. 30, 1263-1280. https://doi.org/10.1029/95RS00645

Holdsworth, D. A., Morris, R. J., Murphy, D. J., Reid, I. M., Burns, G. B., & French, W. J. R. (2006). Antarctic mesospheric temperature estimation using the Davis mesosphere-stratosphere-troposphere radar. *Journal of Geophysical Research*, *111*(D5), 1 - 13. https://doi.org/10.1029/2005JD006589

Holdsworth, D. A., Murphy, D. J., Reid, I. M., & Morris, R. J. (2008). Antarctic meteor observations using the Davis MST and meteor radars. *Advances in Space Research*, *42*(1), 143 - 154. https://doi.org/10.1016/j.asr.2007.02.037

Holdsworth, D. A., Reid, I. M., & Cervera, M. A. (2004). Buckland Park all-sky interferometric meteor radar. *Radio Science*, *39*(5). https://doi.org/10.1029/2003RS003014

Hosokawa K, Ogawa T, Arnold N, Lester M, Sato N, Yukimatu (2005) Extraction of polar mesosphere summer echoes from SuperDARN data. Geophys Res Lett 32:L12801. https://doi.org/10.1029/2005GL022788

Hughes, W. J. (1974). The effect of the atmosphere and ionosphere on long period magnetospheric micropulsations. Planetary and Space Science, 22(8), 1157 - 1172.

Humberset BK, Gjerloev JW, Mann IR, Michell RG, Samara M (2018), On the persistent shape and coherence of pulsating auroral patches, J. Geophys. Res. Space Phys. 123, 4272-4289.https://doi.org/10.1029/2017JA024405

Hurrell, J. W., Hack, J. J., Shea, D.,Caron, J. M., & Rosinski, J. (2008). A New Sea Surface Temperature and SeaIce Boundary Dataset for the Community Atmosphere Model, *Journal of Climate*,21(19), 5145 - 5153.

Jones, W. (1997). Theoretical and observational determinations of the ionization

coefficient of meteors. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, *288*(4), 995 – 1003. https://doi.org/10.1093/mnras/288.4.995Hoffmann, P., Singer, W., Keuer, D., Hocking,W. K., Kunze, M., & Murayama, Y. (2007). Latitudinal and longitudinalvariability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warmingevents. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *69*(17 – 18),2355 – 2366. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2007.06.010

Kaiser, T. R. (1954). Theory of the meteor height distribution obtained from radio-echo observations II. Sporadic meteors. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, *114*(1), 52 – 62. https://doi.org/10.1093/mnras/114.1.52

Kam, H., Kim, Y. H., Mitchell, N. J., Kim,J. H., & Lee, C. (2019). Evaluation of estimated mesospheric temperaturesfrom 11-year meteor radar datasets of King Sejong Station (62°S, 59°W) andEsrange (68°N, 21°E). *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*,*196*(October), 105148. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2019.105148

Kelly, M. C. (2009). The Earth's ionosphere: Plasma physics and electrodynamics. Amsterdam: Academic Press, Elsevier.

Kim, J. H., Kim, Y. H., Jee, G. & Lee, C. (2012). Mesospheric temperature estimation from meteor decay times of weak and strong meteor trails. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *89*(1), 18 – 26. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2012.07.003

Kim, J. H., Kim, Y. H., Lee, C. S. & Jee, G. (2010). Seasonal variation of meteor decay times observed at King Sejong Station (62.22″鬼, 58.78″妓), Antarctica. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *72*(11 – 12), 883 – 889. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2010.05.003

King, J.H., & Papitashvili, N. E. (2005). Solar wind spatial scales in andcomparisons of hourly Wind and ACE plasma and magnetic field data, Journal ofGeophysical Research: Space Physics, 110, A02104.

Kinrade, J., Mitchell, C. N., Yin, P., Smith, N., Jarvis, M. J., Maxfield, D. J., et al. (2012). Ionospheric scintillation over Antarctica during the storm of 5 – 6 April 2010. Journal of Geophysical Research, 117, A05304. https://doi.org/10.1029/2011JA017073

Koushik, N., Kumar, K. K., Ramkumar, G.,& Subrahmanyam, K. V. (2018). Response of equatorial and low latitude mesosphere lower thermospheric dynamics to the

northern hemispheric sudden stratospheric warming events. *Journal of Atmospheric and Solar-TerrestrialPhysics*, *169*(December 2017), 66 - 77.https://doi.org/10.1016/j.jastp.2018.01.021

Kozyra, J. U., Cravens, T. E., Nagy, A. F., Chandler, M. O., Brace, L. H., Maynard, N. C., et al. (1982). Characteristics of a stable auroral red arc event. Geophysical Research Letters, 9, 973 - 976. https://doi.org/10.1029/GL009i009p00973

Kozyra, J. U., Nagy, A. F., & Slater, D. W. (1997). High altitude energy source(s) for stable auroral red arcs. Reviews of Geophysics, 35, 155 - 190. https://doi.org/10.1029/96RG03194

Kozyreva, O. V., Pilipenko, V. A., Bland, E. C., Baddeley, L. J., & Zakharov, V. I. (2020). Periodic modulation of the upper ionosphere by ULF waves as observed simultaneously by SuperDARN radars and GPS/TEC technique. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 125, e2020JA028032.

Krüger, K., Naujokat, B., & Labitzke, K.(2005). The unusual midwinter warming in the Southern Hemisphere stratosphere2002: A comparison to Northern Hemisphere phenomena. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *62*(3), 603 - 613.https://doi.org/10.1175/JAS-3316.1

Laskar, F. I., McCormack, J. P., Chau, J.L., Pallamraju, D., Hoffmann, P., & Singh, R. P. (2019). Interhemispheric Meridional Circulation During Sudden Stratospheric Warming. *Journal ofGeophysical Research: Space Physics*, *124*(8), 7112 - 7122. https://doi.org/10.1029/2018JA026424

Lee, C., Jee, G., Kim, J. H., & Song, I. S. (2018). Meteor echo height ceiling effect and mesospheric temperature estimation from meteor radar observations. *Annales Geophysicae*, *36*(5), 1267 - 1274. https://doi.org/10.5194/angeo-36-1267-2018

Lee, C., Kim, J. H., Jee, G., Lee, W., Song, I. S. & Kim, Y. H. (2016). New method of estimating temperatures near the mesopause region using meteor radar observations. *Geophysical Research Letters*, *43*(20), 580 - 585. https://doi.org/10.1002/2016GL071082

Lee, C. S., Younger, J. P., Reid, I. M., Kim, Y. H., & Kim, J. H. (2013). The effect of recombination and attachment on meteor radar diffusion coefficient profiles. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(7), 3037 - 3043. https://doi.org/10.1002/jgrd.50315

Lee YS, Kirkwood S, Shepherd GG, Kwak YS, Kim KC (2013), Long periodic strong

radar echoes in the summer polar D region correlated with oscillations of high-speed solar wind streams, Geophys. Res. Lett. 40, 4160-4164. https://doi.org/10.1002/grl.50821

Lee, W., Song, I. S., Kim, J. H., Kim, Y. H., Jeong, S. H., Eswaraiah, S., & Murphy, D. J. (2021). The observation and SD-WACCM simulation of planetary wave activity in the middle atmosphere during the 2019 southern hemispheric sudden stratospheric warming. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *126*, e2020JA029094. https://doi.org/10.1029/2020JA029094

Lester, M., Davies, J. A., & Yeoman, T. K. (2000). The ionospheric response during an interval of Pc5 ULF wave activity. Annales Geophysicae, 18, 257 - 261

Lima, L. M., Batista, P. P., & Paulino, A. R. (2018). Meteor radar temperatures over the Brazilian low-latitude sectors. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *123*(9), 7755 - 7766. https://doi.org/10.1029/2018JA025620

Lindblad, B. A. (1976). Meteor radar rates and the solar cycle. *Nature*, *259*(5539), 99 - 101. https://doi.org/10.1038/259099b0

Liu EX, Hu HQ, Hosokawa K, Liu RY, Wu ZS, et al.(2013), First observations of polar mesosphere summer echoes by SuperDARN Zhongshan radar, J. Atmos. Sol. Terr. Phys. 104, 39-44. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2013.07.011

Liu, J., Wang, W., Burns, A., Yue, X., Zhang, S., Zhang, Y., & Huang, C. (2016). Profiles of ionospheric storm enhanced density during the 17 March 2015 great storm. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 121, 727 - 744. https://doi.org/10.1002/2015JA021832

Livesey, N. J., Read, W. G., Wagner, P. A., Froidevaux, L., Lambert, A., Manney, G. L.,... & Wang, S. (2018). *Earth Observing System (EOS) Aura Microwave Limb Sounder (MLS)*. Tech. rep., NASA Jet Propulsion Laboratory, available at: https://mls. jpl. nasa. gov/data/v4-2_data_quality_document. pdf(last access: October 2020), 2018. a.

Manson, A. H., Luo, Y., & Meek, C.(2002). Global distributions of diurnal and semi-diurnal tides: Observations from HRDI-UARS of the MLT region. *Annales Geophysicae*, *20*(11),1877 - 1890. https://doi.org/10.5194/angeo-20-1877-2002

Marin, J., Pilipenko, V., Kozyreva, O., Stepanova, M., Engebretson, M., Vega, P., and Zesta, E. (2014): Global Pc5 pulsations during strong magnetic storms: excitation mechanisms and equatorward expansion, Ann. Geophys., 32, 319 - 331.

Martinis, C., Baumgardner, J., Mendillo, M., Taylor, M. J., Moffat Griffin, T., Wroten, J., et al. (2019). First ground based conjugate observations of stable auroral red (SAR) arcs. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 124, 4658 – 4671. https://doi.org/10.1029/2018JA026017

Mathews, J. D., Janches, D., Meisel, D. D., & Zhou, Q. H. (2001). The micrometeoroid mass flux into the upper atmosphere: Arecibo results and a comparison with prior estimates. *Geophysical Research Letters*, *28*(10), 1929 – 1932. https://doi.org/10.1029/2000gl012621

Matsuno, T. (1970). Vertical Propagation ofStationary Planetary Waves in the Winter Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1970)027<0871:vpospw>2.0.co;2

Matsuno, T. (1971). A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*.https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<1479:admots>2.0.co;2

Matthias, V., Hoffmann, P., Manson, A.,Meek, C., Stober, G., Brown, P., & Rapp, M. (2013). The impact of planetary waves on the latitudinal displacement of sudden stratospheric warmings. *Annales Geophysicae*, *31*(8), 1397 – 1415.https://doi.org/10.5194/angeo-31-1397-2013

Matthias, Vivien, Hoffmann, P., Rapp, M.,& Baumgarten, G. (2012). Composite analysis of the temporal development of waves in the polar MLT region during stratospheric warmings. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *90 – 91*(1), 86 – 96.https://doi.org/10.1016/j.jastp.2012.04.004

Mbatha, N., Sivakumar, V., Malinga, S. B.,Bencherif, H., & Pillay, S. R. (2010). Study on the impact of sudden stratosphere warming in the upper mesosphere-lower thermosphere regions using satellite and HF radar measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(7),3397 – 3404. https://doi.org/10.5194/acp-10-3397-2010

McAuliffe, J. P., & Christou, A. A. (2006). Modelling meteor ablation in the Venusian atmosphere. *Icarus*, *180*(1), 8 – 22. https://doi.org/10.1016/j.icarus.2005.07.012

McIlwain, C. E. (1961). Coordinates for mapping the distribution of magnetically trapped particles. Journal of Geophysical Research, 66, 3681 – 3691. https://doi.org/10.1029/JZ066i011p03681

McKinley, D. W. R. (1961). *Meteor science and engineering*. McGraw-Hill.

Meek, C. E., Manson, A. H., Hocking, W. K., & Drummond, J. R. (2013). Eureka, 80″□

N, SKiYMET meteor radar temperatures compared with Aura MLS values. *Annales Geophysicae*, *31*(7), 1267 – 1277. https://doi.org/10.5194/angeo-31-1267-2013

Mendillo, M., Baumgardner, J., & Wroten, J. (2016). SAR arcs we have seen: Evidence for variability in stable auroral red arcs. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 121, 245 – 262. https://doi.org/10.1002/2015JA021722

Mendillo, M., Finan, R., Baumgardner, J., Wroten, J., Martinis, C., & Casillas, M. (2016). A stable auroral red (SAR) arc with multiple emission features. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 121, 10,564 – 10,577. https://doi.org/10.1002/2016JA023258

Miyoshi, Y., & Yamazaki, Y. (2020).Excitation Mechanism of Ionospheric 6-Day Oscillation During the 2019 September Sudden Stratospheric Warming Event. *Journal of Geophysical Research: SpacePhysics*, *125*(9). https://doi.org/10.1029/2020JA028283

Miyoshi, Y., Fujiwara, H., Jin, H., & Shinagawa, H. (2015). Impacts of sudden stratospheric warming on general circulation of the thermosphere. *Journal of Geophysical Research: SpacePhysics*, *120*(12), 10897 – 10912. https://doi.org/10.1002/2015JA021894

Molod,A., Takacs, L., Suarez, M., Bacmeister, J., Song, I.-S., &Eichmann, A. (2012). The GEOS-5 atmospheric general circulation model: Mean climate and development from MERRA to Fortuna.NASA Tech. Rep. NASA/TM-2012-104606, Vol. 28, 115 pp.,https://gmao.gsfc.nasa.gov/pubs/docs/tm28.pdf

Murad, E., & Williams, I. P. (2002). *Meteors in the Earth's atmosphere: Meteoroids and cosmic dust and their interactions with the Earth's upper atmosphere*. Cambridge University Press.

Nakagawa, K. I. & Yamazaki, K. (2006),What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere? Geophysical Research Letters, 33, L04801. https://doi.org/10.1029/2005GL024784

Newman, P. A., & Nash, E. R. (2005). The unusual Southern Hemisphere stratosphere winter of 2002. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *62*(3), 614 – 628. https://doi.org/10.1175/JAS-3323.1

Nichols, D. A. (1976). DMSP Block 5A, B, C Compendium, Space Division/YDE, U.S. Air Force, Weather Service, Los Angeles, Calif.

Norouzi-Sedeh L, Waters CL, Menk FW (2015) Survey of ULF wave signatures seen

in the Tasman International Geospace Environment Radars data. J Geophys Res 120:949 – 963. https://doi.org/10.1002/2014JA020652

Ogawa T, Nishitani N, Sato N, Yamagishi H, Yukimatu AS (2002) Upper mesosphere summer echoes detected with the antarctic Syowa HF radar. Geophys Res Lett 29:1157. https://doi.org/10.1029/2001GL014094

Ogawa T, Arnold NF, Kirkwood S, Nishitani N, Lester M (2003) Finland HF and Esrange MST radar observations of polar mesosphere summer echoes. Ann Geophys 21:1047 – 1055. https://doi.org/10.5194/angeo-21-1047-2003

Palo, S. E., Forbes, J. M., Zhang, X.,Russell, I. M., Mertens, C. J., Mlynczak, M. G., et al. (2005). Planetary wavecoupling from the stratosphere to the thermosphere during the 2002 Southern Hemisphere pre-stratwarm period. *Geophysical Research Letters*, *32*(23),1 – 5. https://doi.org/10.1029/2005GL024298

Pancheva, D., Mukhtarov, P., Mitchell, N.J., Andonov, B., Merzlyakov, E., Singer, W., et al. (2008). Latitudinal wave coupling of the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004. *Annales Geophysicae*, *26*(3), 467 – 483.https://doi.org/10.5194/angeo-26-467-2008

Pedatella, N. M., Chau, J. L., Schmidt, H.,Goncharenko, L. P., Stolle, C., Hocke, K., et al. (2018). How Sudden stratospheric warmings affect the whole atmosphere.

Pi, X., Mannucci, A. J., Lindqwister, U. J., & Ho, C. M. (1997). Monitoring of global ionospheric irregularities using the worldwide GPS network. Geophysical Research Letters, 24, 2283 – 2286. https://doi.org/10.1029/97GL02273

Picone, J. M., Hedin, A. E., Drob, D. P., & Aikin, A. C. (2002). NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. *Journal of Geophysical Research*, *107*(A12). https://doi.org/10.1029/2002JA009430

Ponomarenko, P. V., Waters, C. L., Sciffer, M. D., & Fraser, B. J. (2001). Spatial structure of ULF waves: Comparison of magnetometer and Super Dual Auroral Radar Network data. Journal of Geophysical Research, 106, 10,509 – 10,517.

Premkumar, B., Reddy, K. C., Yellaiah, G., & Kumar, K. K. (2019). Seasonal variations in vertical distribution of meteor decay time as observed from meteor radars at 8.5″起 and 80″起. *Advances in Space Research*, *63*(5), 1661 – 1669. https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.11.019

Rae IJ, Donovan EF, Mann IR, Fenrich FR, Watt CEJ, Milling DK, Lester M, Lavraud B, Wild JA, Singer HJ, Rème H, Balogh A (2005). Evolution and characteristics

of global Pc5 ULF waves during a high solar wind speed interval. J Geophys Res 110:A12211. https://doi.org/10.1029/2005JA01107

Ramsingh, S., Sripathi, S., Sreekumar, S., Banola, K., Emperumal, P. T., & Kumar, B. S. (2015). Low latitude ionosphere response to super geomagnetic storm of 17/18 March 2015: Results from a chain of ground based observations over Indian sector. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 120, 864 - 10,882. https://doi.org/10.1002/2015JA021509

Rao, S. V. B., Eswaraiah, S., Venkat Ratnam,M., Kosalendra, E., Kishore Kumar, K., Sathish Kumar, S., et al. (2014).Advanced meteor radar installed at Tirupati: System details and comparison withdifferent radars. *Journal of Geophysical Research*, *119*(21),11,893-11,904. https://doi.org/10.1002/2014JD021781

Rao, J., Garfinkel, C. I., White, I.P. & Schwartz, C. (2020). The Southern Hemosphere minor suddenstratospheric warming in September 2019 and its predictioins in S2S models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*,*125*(14), e2020JD032723.https://doi.org/10.1029/2020JD032723

Rapp M, Lübken FJ (2004), Polar mesosphere summer echoes (PMSE): review of observations and current understanding, Atmos. Chem. Phys. 4, 2601-2633. https://doi.org/10.5194/acp-4-2601-2004

Rees, M. H., & Roble, R. G. (1975). Observations and theory of the formation of stable auroral red arcs. Reviews of Geophysics, 13, 201 - 242. https://doi.org/10.1029/RG013i001p00201

Reynolds, R. W., Rayner, N. A.,Smith, T. M., Stokes, D. C., & Wang, W. (2002). An improved in situ andsatellite SST analysis for climate. Journal of Climate, 15, 1609 - 1625.

Roach, F. E., & Roach, J. R. (1963). Stable 6300 Å auroral arcs in mid latitude. Planetary and Space Science, 11, 523 - 545. https://doi.org/10.1016/0032 0633(63)90076 X

Rogers, L. A., Hill, K. A., & Hawkes, R. L. (2005). Mass loss due to sputtering and thermal processes in meteoroid ablation. *Planetary and Space Science*, *53*(13), 1341 - 1354. https://doi.org/10.1016/j.pss.2005.07.002

Samson, J. C. et al., (1991). Magnetometer and radar observations of MHD cavity modes in the Earth's magnetosphere, Can. J. Phys., 69, 929 - 937.

Sathishkumar, S., & Sridharan, S.(2009). Planetary and gravity waves in the

mesosphere and lower thermosphereregion over Tirunelveli (8.7°N, 77.8°E) during stratospheric warming events. *GeophysicalResearch Letters*, *36*(7), 1 – 5. https://doi.org/10.1029/2008GL037081

Schunk, R. W., & Nagy, A. F. (2009). Ionosphere: Physics, Plasma Physics, and Chemistry. New York: Cambridge University Press.

Schwartz, M. J., Lambert, A., Manney, G. L.,Read, W. G., Livesey, N. J., Froidevaux, L., et al. (2008). Validation of theAura Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements. *Journalof Geophysical Research*, *113*(D15), 1 – 23.https://doi.org/10.1029/2007jd008783

Shepherd, M. G., Wu, D. L., Fedulina, I. N.,Gurubaran, S., Russell, J. M., Mlynczak, M. G., & Shepherd, G. G. (2007).Stratospheric warming effects on the tropical mesospheric temperature field. *Journalof Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *69*(17 – 18), 2309 – 2337.https://doi.org/10.1016/j.jastp.2007.04.009

Shiokawa, K., Miyashi, Y., Brandt, P., Evans, D., Frey, H., Goldstein, J., & Yumoto, K. (2013). Ground and satellite observation of low latitude red auroras at the initial phase of magnetic storms. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 118, 256 – 270. https://doi.org/10.1029/2012JA018001

Singer, W., Bremer, J., Weis, J., Hocking, W. K., Hoffner, J., Donner, M., & Espy, P. (2004). Meteor radar observations at middle and Arctic latitudes Part 1: Mean temperatures. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *66*(6 – 9), 607 – 616. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2004.01.012

Siskind, D. E., Coy, L., & Espy, P.(2005). Observations of stratospheric warmings and mesospheric coolings by the TIMED SABER instrument. *Geophysical Research Letters*, *32*(9), 1 – 4.https://doi.org/10.1029/2005GL022399

Slater, D. W., & Smith, L. L. (1981). Modulation of stable auroral red (SAR) arc occurrence rates. Journal of Geophysical Research, 86, 3669 – 1673. https://doi.org/10.1029/JA086iA05p03669

Song, B. G., Chun, H. Y., & Song, I. S.(2020). Role of gravity waves in a vortex-split sudden stratospheric warming inJanuary 2009. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *77*(10),3321 – 3342. https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0039.1

Southwood, D. J., and M. G. Kivelson (1990). The magnetohydrodynamic response of the magnetospheric cavity to changes in solar wind pressure, J. Geophys. Res., 95(A3), 2301 – 2309.

Sridharan, S., Raghunath, K., Sathishkumar,S., & Nath, D. (2010). First results of warm mesospheric temperature overGadanki (13.5°N, 79.2°E) during the sudden stratospheric warming of 2009. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *72*(14 - 15), 1139 - 1146. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2010.06.003

Stober, G., Jacobi, C., Frohlich, K., & Oberheide, J. (2008). Meteor radar temperatures over Collm (51.3″起, 13″畿). *Advances in Space Research*, *42*(7), 1253 - 1258. https://doi.org/10.1016/j.asr.2007.10.018

Stober, G., Jacobi, C., & Singer, W. (2011). Meteoroid mass determination from underdense trails. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *73*(9), 895 - 900. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2010.06.009

Takagi, Y., Shiokawa, K., Otsuka, Y., Connors, M., & Schofield, I. (2018). Statistical analysis of SAR arc detachment from the main oval based on 11 year, all sky imaging observation at Athabasca, Canada. Geophysical Research Letters, 45, 11,539 - 11,546. https://doi.org/10.1029/2018GL079615

Taylor, A. D., & Elford, W. G. (1998). Meteoroid orbital element distributions at 1 AU deduced from the Harvard Radio Meteor Project observations. *Earth, Planets and Space*, *50*(6 - 7), 569 - 575. https://doi.org/10.1186/BF03352150

Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *79*(1), 61 - 78.https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2

van der Meeren, C., Oksavik, K., Lorentzen, D. A., Rietveld, M. T., & Clausen, L. B. N. (2015). Severe and localized GNSS scintillation at the poleward edge of the nightside auroral oval during intense sub storm aurora. Journal of Geophysical Research: Space Physics, 120, 10,607 - 10,621. https://doi.org/10.1002/2015JA021819

Vineeth, C., Pant, T. K., Antonita, M., Ramkumar, G., Devasia, C. V., & Sridharan, R. (2005). A comparative study of daytime mesopause temperatures obtained using unique ground based optical and meteor wind radar techniques over the magnetic equator. *Geophysical Research Letters*, *32*(19). https://doi.org/10.1029/2005GL023728

Vineeth, C., Pant, T. K., Kumar, K. K.,Ramkumar, G., & Sridharan, R. (2009). Signatures of low latitude-highlatitude coupling in the tropical MLT region during sudden stratospheric warming.*Geophysical Research Letters*, *36*(20), 1 - 5.https://doi.org/10.1029/2009GL040375

Wright, A. N., and G. J. Rickard (1995). ULF pulsations driven by magnetopause

motions: Azimuthal phase characteristics, J. Geophys. Res., 101, 24,991.

Yamazaki, Y., Matthias, V., Miyoshi, Y.,Stolle, C., Siddiqui, T., Kervalishvili, G., et al. (2020). September 2019Antarctic Sudden Stratospheric Warming: Quasi-6-Day Wave Burst and IonosphericEffects. *Geophysical Research Letters*, *47*(1), 1 - 12.https://doi.org/10.1029/2019GL086577

Yang B, Donovan E, Liang J, Spanswick E (2017), A statistical study of the motion of pulsating aurora patches: using the THEMIS all sky imager, Ann. Geophys. 35, 217-225. https://doi.org/10.5194/angeo-35-217-2017

Yee, J., & Close, S. (2013). Plasma turbulence of nonspecular trail plasmas as measured by a high-power large-aperture radar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(24), 13. https://doi.org/10.1002/2013JD020247

Yi, W., Xue, X., Chen, J., Dou, X., Chen, T., & Li, N. (2016). Estimation of mesopause temperatures at low latitudes using the Kunming meteor radar. *Radio Science*, *51*(3), 130 - 141. https://doi.org/10.1002/2015RS005722

Younger, J. P. (2011). *Theory and applications of VHF meteor radar observations*. (PhD thesis). University of Adelaide.

Younger, J. P., Lee, C. S., Reid, I. M.,Vincent, R. A., Kim, Y. H., & Murphy, D. J. (2014). The effects of deionization processes on meteor radar diffusion coefficients below 90 km. *Journalof Geophysical Research: Atmospheres*, *119*(16), 10027 - 10043.https://doi.org/10.1002/2014JD021787

Younger, P. T., Astin, I., Sandford, D. J., & Mitchell, N. J. (2009). The sporadic radiant and distribution of meteors in the atmosphere as observed by VHF radar at Arctic, Antarctic and equatorial latitudes. *Annales Geophysicae*, *27*(7), 2831 - 2841. https://doi.org/10.5194/angeo-27-2831-2009

Zhou, Q. H., Morton, Y. T., Mathews, J. D., & Janches, D. (2004). Aspect sensitivity of VHF echoes from field aligned irregularities in meteor trails and thin ionization layers. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *4*(3), 685 - 692. https://doi.org/10.5194/acp-4-685-2004

주 의

1. 이 보고서는 극지연구소 위탁과제 연구결과보고서 입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 위탁연구과제로 수행한 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안됩니다.

KOPRI 극지연구소